

ВОПРОСЫ
ИЗУЧЕНИЯ
ОСАДОЧНОЙ
ОБОЛОЧКИ
ЗЕМЛИ

НОВОСИБИРСК - 1978

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

2542

ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК-1978



УДК 551.24:552.5:56.0

Сборник состоит из ряда статей, содержащих новые оригинальные материалы о результатах геологических исследований, проведенных в последние годы в различных регионах Сибири. Статьи посвящены вопросам тектоники, литологии, палеонтологии, палеоэкологии и использованию математических методов в геологии. Публикуемые статьи представляют интерес для широкого круга специалистов, занимающихся различными вопросами геологии Сибирской платформы и обрамляющих ее складчатых систем, а также интересующихся вопросами повышения квалификации молодых специалистов.

РЕДАКТОРЫ:

П.П.Кузнецов (отв. ред.), А.С.Гибшер

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

© Институт геологии
и геофизики СО АН СССР,
1978

СЕМИНАР «ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ». ОПЫТ ОРГАНИЗАЦИИ И РАБОТЫ

В период 1974-76 гг. в секторе палеонтологии, стратиграфии, тектоники, литологии и осадочных полезных ископаемых Института геологии и геофизики СО АН СССР сложился коллектив молодых сотрудников и аспирантов в возрасте от 23 до 33 лет (около 15 человек). Среди научных сотрудников были уже успевшие защитить кандидатские диссертации и те, кто лишь приступал к своей научной деятельности. Однако все ощущали недостаток практики выступления перед аудиторией, умения кратко и ясно выражать свои мысли, опыта приведения доказательств во время научных дискуссий и т.д. Молодым ученым, специализировавшимся в различных, довольно узких областях геологии, не хватало также знаний в вопросах смежных отраслей наук о Земле, которыми занимались их молодые коллеги. Кроме того, отсутствие в программах высших учебных заведений специальных курсов методологии, постановки и решения научных задач заставляло молодых ученых искать и «изобретать» для себя методы, в отдельных случаях новые и интересные, но чаще уже давно и успешно применяемые в смежных отраслях геологии.

Все перечисленные выше обстоятельства привели к образованию в «экзогенном» секторе ИГиГ СО АН СССР семинара молодых ученых по теме «Вопросы изучения осадочной оболочки Земли». Цели и задачи семинара отвечали тому кругу вопросов, необходимость постановки и решения которых привела к его образованию. Первым организационным шагом, предпринятым в начале работы семинара, было своеобразное собрание или пленарное заседание, на котором организаторами были сформулированы основные темы. Они предлагались для разработки как отдельными участниками, так и группами.

Заседания проводились 2-3 раза в месяц. На каждое из них выносилось одно какое-либо сообщение, которое представлялось в форме доклада, затем следовала общая дискуссия. Как показала практика, для докладчиков целесообразным оказалось выделение содокладчика (или «оппонента»), поскольку глубокие различия в специализации и интересах участников на первых порах затрудняли восприятие сообщения и проведение продуктивной дискуссии.

Первой объединяющей тематикой работы семинара была предложена отработка методики описания обнажений осадочных горных пород, поскольку практически у всех участников—стратиграфов, литологов, тектонистов, были свои методики и критерии подобной работы, а по единодушному мнению участников, именно обмен этими «своими» приемами и составлял ценность семинара для практической деятельности.

По разделу «палеонтология» были предложены следующие темы: систематика, таксономия и экология органического мира и охрана окружающей среды; по разделу «стратиграфия»: понятие «зоны», перерывы, ритмостратиграфия, литостратиграфия; по разделу «методология»: обработка геологической информации при помощи ЭВМ, принципы постановки и решения геологических задач, методика полевых палеонтолого-стратиграфических работ и другие. Были рассмотрены также темы, касающиеся литофациального анализа, тектонической корреляции структурно-формационных зон и реконструкции палеотектонических режимов; некоторые вопросы глубинной геологии и вулканизма.

По каждой теме на заседаниях семинара были сделаны 1-3 доклада. Иногда авторами одного доклада выступали сразу несколько исследователей, разрабатывавших тему каждый на своем собственном материале (например, в разделе «палеонтология»—по разным группам органических остатков). Темы докладов оглашались предварительно, докладчик представлял «оппоненту» тезисы своего доклада, графику и соответствующую литературу по затронутому вопросу. Практика показала, что для успешной деятельности семинара необходимо, чтобы программой текущей работы занимался какой-то определенный участник, своего рода «секретарь» семинара, который организовал бы его работу в период рассмотрения какой-либо генеральной темы. Вопросы процедуры проведения заседаний, как правило, затруднений не вызывали.

В процессе работы оказалось, что некоторые темы не представляли общего интереса и не вызывали дискуссий на заседаниях. По таким темам было сделано по одному докладу. Некоторые же темы обсуждались с таким интересом и остротой дискуссий, что участники выражали готовность провести доработку затронутого вопроса, и обсуждение продолжалось в течение нескольких заседаний. Кроме этого, на заседания семинара для обсуждения спорных вопросов иногда приглашались ведущие ученые института или сотрудники других научных геологических организаций.

Среди положительных результатов семинара следует отметить следующие. Значительно расширился научный кругозор участников семинара, возросло их ораторское искусство. Среди участников наладились прочные научные контакты и связи, что позволило планировать и коррелировать совместные полевые и камеральные работы. К настоящему времени это дало практический результат, выразившийся в повышении качества полевых наблюдений, в кооперировании специалистов-стратиграфов и тектонистов, палеонтологов и специалистов по математической обработке геологической информации. Участники семинара ознакомились с приемами методологического подхода к научной работе в геологии. На заседаниях семинара были частично или полностью опробованы несколько кандидатских диссертаций.

Авторы данного сообщения убеждены, что подобная форма научного общения молодых специалистов позволяет легко и со значительной экономией времени входить в курс малознакомых им проблем и вопросов. Для молодежи семинар, подобный нашему, является более удобной формой повышения квалификации в связи с повышенной коммуникабельностью между участниками по сравнению с широко практикуемыми общими философско-методологическими или узкоспециализированными семинарскими занятиями групп ученых различной квалификации и возраста. Свобода общения, а также довольно высокий уровень профессиональной подготовки у ряда участников, послужили надежной основой для достижения целей, которые ставил перед собой наш коллектив.

Поскольку программа заседаний не регламентировалась жесткими рамками той или иной тематики, работа семинара отличалась большой динамичностью, перекликаясь с тематикой мероприятий, проводившихся в масштабе всего сектора или института.

Авторы считают, опираясь на свой многолетний опыт организаторской работы в молодежных организациях, что деятельность подобного семинара является необходимой в любом научном коллективе, имеющем в своих рядах молодых научных сотрудников.

**ВЗАИМОСВЯЗЬ КАТАГЕНЕЗА
РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА
И ЛИТИФИКАЦИИ ВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ
НА ПРИМЕРЕ ДОЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ**

Преобразование рассеянного органического вещества (РОВ) на различных стадиях литогенеза (от седиментации осадка до метаморфизма осадочных пород) является одним из важнейших вопросов теории органического происхождения нефти. Выяснение закономерностей преобразования РОВ в толще тонкодисперсных глинистых осадков было и остается одним из основных аспектов нефтяной геологии. Но в осадочных отложениях не всегда удается обнаружить органическое вещество, а если и удастся, то иногда в таких количествах, которого недостаточно для определения степени катагенеза. Поэтому в таких случаях целесообразно использовать косвенные критерии катагенетического преобразования РОВ. Для этой цели могут служить плотность и пористость глинистых пород.

Взаимосвязью эпигенетических изменений вмещающих пород с качеством заключенных в них углей занимался в свое время в Донецком бассейне Донабедов А.Т. [3]. Им были сделаны общие выводы о взаимосвязи величин плотности и пористости вмещающих пород с качеством заключенных в них углей. Разрабатывая эту проблему далее, Перепечина Е.А. [5], на примере угольных месторождений Урала, выявила зависимость между вещественным составом пород, их физическими свойствами и способностью различных пород к метаморфическим изменениям. В последующие годы этим вопросом занимались Логвиненко Н.В., Коссовская А.Г. [4], Воронцов В.В., Топорец С.А. [1] и другие. Для исследования ими брались в основном песчано-алевролитовые толщи. Выявлено, что по мере литификации осадочных пород, изменяются также и заключенные в них угли. В данном случае изучались только аргиллиты, так как глинистые породы по сравнению с другими осадочными образованиями отличаются способностью к наилучшему уплотнению. Глинистые разности важны еще тем, что они имеют наибольшее распространение среди осадочных образований. Именно широкое распространение глинистых образований в геологическом прошлом обеспечило фоссиллизацию в них органического вещества (ОВ). Таким образом, «судьба» отмершего ОВ в бассейнах седиментации и прежде

всего в морских бассейнах была на протяжении большей части геологической истории связана с глинистыми отложениями.

В палеозойских отложениях юго-востока Западно-Сибирской плиты органическое вещество находится в тонкодисперсном состоянии, а угли не обнаружены. Поэтому здесь имеются свои особенности в закономерностях изменения физических свойств вмещающих толщ и заключенного в них РОВ. Основная задача данной работы заключалась в изучении вопроса: отражают ли такие физические свойства пород, как их плотность и пористость, характер и интенсивность проявления метаморфических факторов, и в какой степени они могут служить объективными количественными параметрами, характеризующими катагенез РОВ. Для этого было исследовано свыше 300 образцов аргиллитов с 83 разведочных площадей Томской, Омской и Новосибирской областей. Во избежание неточностей в определении степени литификации пород исключены пробы со значительной примесью карбонатного материала и органического вещества. Плотность абсолютно сухих пород находилась методом гидростатического взвешивания на аналитических весах с точностью 0,006-0,008 г/см³. Анализы были выполнены в лаборатории физических свойств горных пород СНИИГГиМС (зав.лаб. Туезова Н.А.). Керновый материал был собран сотрудниками лаборатории геохимии горючих ископаемых ИГиГ СО АН при участии автора. Для исследования РОВ использовались полированные аншлифы пород. По отражательной способности микрокомпонентов угля определялась степень катагенеза РОВ.

РОВ, находясь в породе с момента захоронения, вместе с ней подвергается воздействиям термодинамических факторов, связанных с погружением пород на глубину. При этом РОВ наиболее чутко реагирует на увеличение температуры, а глинистый материал—на увеличение давления. Но поскольку пластовая температура определяется в значительной мере глубиной погружения отложений, то следует ожидать соответствие в изменении РОВ и плотностей пород. Хотя величина геотермического градиента играет здесь также существенную роль. Если, например, вмещающая РОВ осадочная толща испытала погружение на значительную глубину, но геотермический градиент был малым, то в органическом веществе даже древних осадков значительных изменений не происходит. Примером являются девонские угли Барзасского месторождения, горючие сланцы Прибалтики, нижнемеловые угли в районе г.Вилуйска [2].

Палеозойские отложения Западно-Сибирской плиты и заключенное в них РОВ в ходе литогенеза претерпели существенные

венные изменения. Значения объемного веса глинистых отложений колеблются от 2,45 г/см³ до 2,77 г/см³, РОВ находится в пределах от газовой до антрацитовой стадий катагенеза. Примеры сопоставления степени литификации глинистых пород с катагенетической преобразованностью заключенного в них РОВ приведены в табл.1. Определения отражательной способности выполнены по следующим микрокомпонентам: Vt—витринит, SVt—семивитринит, F₁—семифузинит.

Таблица I

Площадь	Интервал, м	Порода	Объемный вес — γ_s , г/см ³	Микрокомпонент	Отражательная способность IO R ^a , %	Степень катагенеза
Гужихинская	2708—2745	аргиллит	2,45	Vt	83	Г
Вартовская	2638—2642	—"	2,56	Vt	87	ГЖ
Останинская	2760—2774	—"	2,60	F ₁	125	Ж
Верхне-Комбарская	2858—2900	—"	2,65	Vt	95	К
Калчанская	2602—2605	—"	2,68	SVt	139	Т
Тебисская	2576—2583	—"	2,69	Vt	119	Т-А
Сомовская	2801—2830	—"	2,77	Vt	130	А

Как видно из табл.1, плотности вмещающих пород и степень катагенеза заключенного в них РОВ четко связаны между собой. Определенным стадиям катагенеза РОВ соответствуют определенные значения объемного веса. Эта закономерность показана на рис.1. В связи с отсутствием в рассматриваемых отложениях РОВ низких стадий катагенеза, на рис.1 стадии Б и Д показаны по данным Донабедова. Границы стадий катагенеза РОВ по степени литификации глинистых пород выделены по средним значениям объемного веса, так как в пределах одной стадии иногда встречаются породы различной плотности. Это объясняется, по-видимому, тем, что давление и температура, хотя и взаимосвязаны, но могут проявляться вне зависимости друг от друга, так как они являются следствиями одной и той же причины—тектонического фактора. Определенное влияние на колебания объемного веса оказывает также вещественный состав осадков. Но при тщательном подборе глинистых пород для анализа эти колебания можно свести до минимума. Тогда

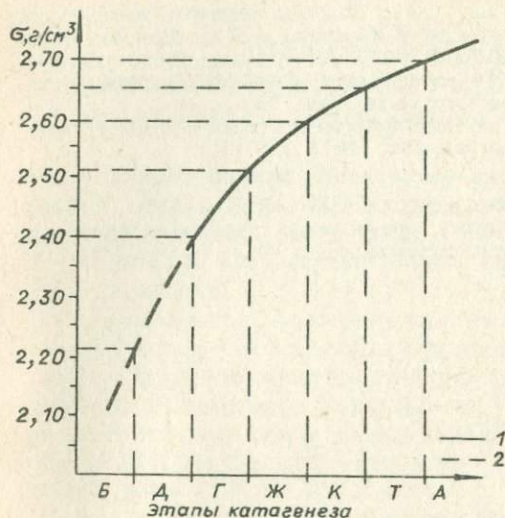


Рис.1. Зависимость между катагенезом РОВ и плотностью вмещающих пород. Обозначения: 1—РОВ палеозоя Западно-Сибирской плиты; 2—угли Донбасса (по Донабелову). Средние значения объемного веса глинистых пород соответствуют следующим стадиям катагенеза РОВ: Б—ниже 2,23 г/см³, Д—2,23-2,40 г/см³; Г—2,40-2,52 г/см³; Ж—2,52-2,60 г/см³; К—2,60-2,65 г/см³; Т—2,65-2,70 г/см³; А—более 2,70 г/см³

отчетливо проявляется закономерность, что в плотных породах РОВ находится на высоких стадиях катагенеза, и наоборот, слабо углефицированное органическое вещество присуще слабо литифицированным отложениям.

Рассмотренные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Изменение физических свойств вмещающих пород, протекающее одновременно с катагенезом заключенного в них РОВ, является закономерным и однонаправленным процессом, что позволяет выделять последовательные стадии преобразования пород и органического вещества.

2. На более поздних стадиях катагенеза глинистые разности отличаются меньшей интенсивностью к уплотнению. Это проявляется в медленном нарастании значений объемного веса от одной стадии к другой.

3. Выявление изменений физических свойств вмещающих пород имеет практическое значение, так как они являются индикаторами степени катагенеза РОВ, а поэтому изучение закономерностей изменения плотности пород дает возможность судить о степени катагенеза РОВ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов В.В., Топорец С.А. Вопросы эпигенеза вмещающих угленосных толщ Кузнецкого и Горловского бассейнов.—В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих толщ. Л., «Наука», 1968, с.252-284.
2. Вышемирский В.С. Геологические условия метаморфизма углей и нефтей. Саратов, изд-во Саратовского ун-та, 1963, 206 с.
3. Донабедов А.Т. Об изучении физических свойств пород угленосных бассейнов СССР.—«Сов. геология», 1940, № 7, с.77-85.
4. Коссовская А.Г., Логвиненко Н.В., Шутов В.Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород.—«ДАН СССР», 1958, т. 116, № 5.
5. Перепечина Е.А. К вопросу о связи между степенью метаморфизма углей и вмещающих пород в угольных месторождениях Урала.—«Изв. АН СССР, сер. геол.», 1943, № 5, 4, с.82-97.

ЭЛЕМЕНТЫ СТРАТИФИКАЦИИ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ В ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСАХ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Разносторонние аспекты генезиса закономерного сонахождения в земной коре крайне разнородного комплекса горных пород-офиолитовой ассоциации, на которое обратил внимание Г.Штейнманн [33], до настоящего времени вызывает многочисленные дискуссии.

Субслоистое залегание в земной коре широкого спектра горных пород—от мантийных ультрабазитов до органогенных осадочных в тесной пространственной связи вызывает закономерный интерес и некоторое недоумение. Резко противоречивы мнения о генезисе как всего комплекса эндогенных горных пород [24, 25, 31, 34], так и входящих в его состав гипербазитов [2, 21] и габброидов [12, 13, 22].

В этом сообщении мы постараемся дать характеристику элементов стратиформного строения офиолитовой ассоциации, изученной нами в ряде гипербазитовых поясов Алтае-Саянской области, а также рассмотреть возможные причины формирования этого разнородного комплекса горных пород.

Представление о субстратифицированном залегании компонентов офиолитовой ассоциации вызывает резко отрицательное отношение сторонников концепции интрузивного магматического внедрения гипербазитов в земную кору, поскольку полностью перечеркивает модельные построения, основанные на этой концепции.

Упрощенная модель офиолитовой ассоциации, получившая признание у широкого круга исследователей, сводится к следующему [14]. В основании залегают интенсивно деформированные ультраосновные породы. Вверх по разрезу они сменяются полосчатыми габбро, плагиогранитами и сериями диабазовых даек. Верхняя часть разреза сложена подушечными лавами, которые часто переслаиваются или сменяются тилличными пелагическими осадками, преимущественно радиоляритами. Однако в том же документе подчеркнута, что проблема соотношения между различными комплексами пород нуждается в проведении детальных специализированных исследований.

В СССР в качестве своеобразного эталона офиолитовой ассоциации рассматриваются разрезы габбро-гипербазитовых

массивов Полярного Урала—Рай-Из и Войкаро-Сынынского [5, 18]. Предпринимались попытки анализа стратиформного строения офиолитовой ассоциации в Алтае-Саянской области [1, 6, 11].

Нами был выполнен анализ стратиформности офиолитовой ассоциации в Курайском (Горный Алтай), Борусском (Западный Саян) и Хемчикско-Куртушибинском (Западный Саян—Тува) гипербазитовых поясах [11]. Установлены примеры почти полного соответствия составу и строению разреза офиолитовой ассоциации Полярного Урала, а также разрезы, в которых наблюдаются ассоциации: гипербазиты-амфиболиты-зеленокаменные эффузивные и терригенные породы. Намечется также тип разреза, где гипербазиты ассоциируют с зеленокаменными или менее метаморфизованными эффузивно-терригенными или терригенными породами. Этот тип служит примером полного разрушения стратиформного строения офиолитовой ассоциации в процессе тектонического развития структуры. В обоих последних случаях среди пород, слагающих пояса, встречались незначительные по объему проявления габброидов, не играющих самостоятельной роли в формировании структуры этих поясов.

Во всех рассмотренных случаях отмечено наличие в структуре гипербазитовых поясов тел серпентинитовых брекчий различной мощности. Их образование обусловлено дроблением и захватом гипербазитами обломков пород при формировании надвиговых структур или в процессе пластического течения гипербазитов при образовании протрузий.

Прямому и однозначному решению вопроса о закономерности строения офиолитовой ассоциации препятствует тот факт, что эти породы распространены в интенсивно деформированных складчатых системах. В результате первичное соотношение отдельных элементов ассоциации почти повсеместно нарушено. Особенно интенсивно дислоцированы ультраосновные породы. Другие компоненты ассоциации перемешаны в них, образуя тектоническую брекчию, состоящую из разнообразных по составу блоков горных пород [14].

Ранее нами, на примере указанных выше гипербазитовых поясов Алтае-Саянской области, была предпринята попытка рассмотреть механизм расчленения офиолитовой ассоциации на отдельные элементы в процессе складчатых деформаций [11]. Не углубляясь в вопросы петрологического характера, рассмотрим палеотектоническую обстановку, в которой могли сформироваться те или иные компоненты офиолитовых комплексов.

В настоящее время общепринятым является представление о первичном мантийном происхождении гипербазитов [21]. Существующие в кругу петрологов разногласия относительно того, были ли гипербазиты когда-либо в расплавленном состоянии, представляя собой продукт гравитационной дифференциации первичного вещества мантии в магматической камере [23, 30], или являются тугоплавким реститом этого первичного вещества [27, 28]—основной аргумент сторонников этой точки зрения заключается в том, что до сих пор не известно, во что могла внедриться ультрабазитовая магма—не имеют принципиального значения для дальнейших рассуждений. В любом случае гипербазиты как тугоплавкий продукт дифференциации мантийного вещества подстилают земную кору. В пользу этого говорят также данные петротектонического анализа, показывающие сложную и многократную историю деформации гипербазитов. По существу, они выступают в качестве некоторых первичных метаморфических пород по отношению к более молодым магматическим компонентам офиолитовой ассоциации [3, 4]. Гипербазиты всегда оказываются древнее и интенсивнее деформированными по сравнению с другими интрузивными породами, которые находятся с ними в контакте.

Вопрос о взаимоотношении гипербазитов и ассоциирующих с ними габброидов довольно сложен. Кроме популярной за рубежом и у многих советских геологов концепции интрузивной магматической природы габброидов офиолитовой ассоциации [8, 22, 26, 29, 32], в СССР широко распространено также представление об их метасоматической природе, основу которому положили уральские геологи [7, 12, 19].

Нами были отмечены интрузивные взаимоотношения между габброидами и вмещающими их гипербазитами в Куртушибинском хребте и в Чаганузунском массиве на Горном Алтае [11].

В разрезе офиолитового комплекса Куртушибинского хребта между габброидами и комплексом габбро-диабазов и мелкозернистых диабазов также имеются многочисленные примеры интрузивных взаимоотношений. Внутри диабазов присутствует большое количество ксенолитов среднезернистого габбро. В верхней части горизонта диабазов в этом разрезе встречаются включения осадочных пород, устойчивая ориентировка элементов залегания в которых указывает на их отложение «на месте», вероятно, в пустотах внутри покровов палеобазальтов. Весь габбро-диабазовый горизонт разреза характеризует метаморфизмом не ниже условий зеленосланцевой фации.

Наличие интрузивных взаимоотношений между компонентами офиолитовой ассоциации является наиболее веским аргументом противников ее субслоистой модели [8, 22]. Однако для того, чтобы избежать возведения в ранг общей закономерности случаев образования частных комбинаций разновозрастных горных пород, требуется рассматривать не только контактовые взаимоотношения между отдельными разностями пород, а проводить анализ пространственного размещения геологических тел, сложенных различными компонентами ассоциации друг относительно друга, и выявлять возможные характеристики глубин кристаллизации интрузивных компонентов этих ассоциаций.

В других рассмотренных нами примерах [11] гипербазиты контактируют с осадочно-метаморфическими толщами, для которых элементы стратиформного залегания не вызывают сомнений. Вопросы вызывает только характер взаимоотношений между гипербазитами и метаморфическими породами. Асимметричное строение структуры Курайского гипербазитового пояса, в которой наблюдается наращивание разреза рифейско-кембрийских толщ в направлении от Чаганузунского массива гипербазитов, свидетельствует в пользу субстратифицированного соотношения между гипербазитами, которые выступают в качестве цоколя аллохтонного крыла структуры, и перекрывающими их метаморфическими (эффузивно-осадочными?) образованиями.

Подробнее остановимся на возможной истории формирования офиолитовой серии Куртушибинского хребта. Гипербазиты (независимо от взглядов на их происхождение) выступают в ее разрезе как субстрат, в который внедрились и на котором залегают остальные разности пород этой серии. Следующим элементом разреза должны выступать породы «трансгрессивно» налегающие на этот субстрат.

В Куртушибинском хребте между гипербазитами и отчетливо экзогенными породами залегают последовательно сменяющие друг друга габбро и пироксениты, габбро-диабазы, мелкозернистые диабазы (по крайней мере, некоторая часть которых представляет собой серию «параллельных даек», соответствующую шит-комплексу). При этом габброиды и пироксениты в виде даек прорывают гипербазиты, дайки габбро-диабазов прорывают те и другие, а мелкозернистые диабазы на некотором уровне разреза практически вытесняют из него габбро-диабазы. Изредка между дайками шит-комплекса встречаются мелкие ксенолиты среднезернистых габбро. Имеются сведения, что габброиды нижней части разреза комагматичны габбро-диабазам и эффузивам чингинской свиты [10]. Это обстоятельство указывает на то, что

формирование эффузивов средней части чингинской свиты габброидов и диабазового комплекса—близкоодновременное событие. Однако никем из исследователей не отмечено фрагментов нижней части чингинской свиты на участке нерушенного разреза офиолитовой серии Куртушибинского хребта. Приходится допустить, что внедрение базальтовой магмы и интрузивные излияния сквозь гипербазиты произошли в условиях, когда ультраосновной субстрат был обнажен. Продукты базальтоидного магматизма перекрыли его, создав предпосылку для кристаллизации полнокристаллических гипабиссальных и абиссальных пород—диабазов и габбро. Переработка первичной эффузивной «покрышки» основных пород над гипербазитами была в процессе продолжавшегося основного магматизма настолько глубокой, что остатков мелкозернистых пород в современном разрезе не сохранилось. Наличие шит-комплекса свидетельствует в пользу продолжавшегося, в период формирования серии, расширения данного сегмента земной коры.

Приняв это допущение, требуется объяснить следующие два явления: 1) причину, по которой был вскрыт мантийный субстрат; 2) причину вытеснения из верхней части разреза габброидов диабазами, среди которых первые сохранились лишь в виде ксенолитов.

В связи с первым вопросом представляется, что в конце рифея, на рассматриваемом участке, существовал блок частично гранитизированной коры. При оживлении тектонической активности, вероятно, в венде, и «размягчении» астеносферного горизонта, произошли раскол коры и формирование очага базальтоидного магматизма. В связи с разогревом возникло относительное поднятие и раздвиг блоков древней коры по поверхности мантийного субстрата, участки которого обнажились между раздвигающимися блоками.

Так как раздвиг вряд ли мог быть мгновенным, гипербазиты в «чистом» виде не обнажались, в связи с поступлением в зону раскола (глубоководного трога?) терригенного материала с расходящихся блоков древней коры. В этой же ослабленной зоне начались излияния слабодифференцированной базальтовой магмы. На дне прогиба сформировались покровы базальтов, а под ними, постепенно их перерабатывая, кристаллизовались полнокристаллические породы—габбро и диабазы. Вытеснение габброидов диабазами свидетельствует в пользу изменения условий кристаллизации на менее глубинные—возможно, в связи с продолжавшимся относительным поднятием донной части прогиба и перемещением очага магмы ближе к поверхности.

Наблюдаемое в некоторых гипербазитовых поясах замещение разреза офиолитовой ассоциации типа гипербазиты-габбро-эффузивы-пелагические осадки на разрез гипербазиты-амфиболиты-эффузивно-осадочные толщи может быть следствием различного тектонического развития участка земной коры, в котором была представлена офиолитовая ассоциация четырехчленного типа. В случае активного погружения эвгеосинклинальной зоны и перекрытия ее цоколя мощным чехлом осадков, габбро-базальтовые компоненты офиолитовой серии за счет регионального метаморфизма могут преобразоваться в амфиболиты, а гипербазиты десерпентинизироваться. Таким образом может возникнуть ассоциация: слабосерпентинизированные гипербазиты + амфиболиты + зеленокаменные породы, наблюдаемая в ряде гипербазитовых поясов среди блоков интенсивно метаморфизованных толщ, особо выделяемая некоторыми исследователями [9, 15, 16]. В рассмотренных нами поясах подобные комплексы сопутствуют Борусскому и Чаганузузунскому массивам [11]. Степень серпентинизации, вероятно, может колебаться в очень широких пределах. С этим этапом могут быть связаны и главные из наблюдаемых проявлений метасоматоза.

При незначительном погружении региональный метаморфизм носит менее глубокий характер, в результате чего сохраняется разнообразная в петрографическом отношении офиолитовая серия, а гипербазиты оказываются интенсивно серпентинизированными.

Мы склоняемся к мнению, что офиолитовая ассоциация в складчатых областях мозаично-блокового строения формируется в результате специфического тектонического развития отдельных сегментов земной коры и верхней мантии. Ее формирование начинается, вероятно, с аномального возрастания теплового потока, приводящего к образованию зоны глубинного разлома, в которой происходит частичная деструкция древней консолидированной земной коры и с которой связано некоторое горизонтальное раздвижение ее блоков. Сначала в этой зоне возникает очаг базальтоидного магматизма, а затем происходит новообразование симатической коры, которое сопровождается постоянным поступлением терригенного материала с прилегающих участков сложенных древней корой. При этом, как уже было отмечено рядом исследователей [17, 20], разрывная тектоника области мозаичного строения характеризуется незначительными, по сравнению с областями линейного типа, проявлениями тектонических покровов. В ней шире проявляются сдвиговые дислокации, вызывающие торцовые сочленения различно построенных и разновозрастных блоков, и резкие изгибы простираний

структур на относительно небольших пространствах.

После затухания активности глубинного очага базальтоидной магмы рассматриваемый сегмент земной коры продолжает развитие как типичная геосинклинальная зона. Базальтоидный магматизм офиолитовой серии выступает в ней в качестве инициального. Затем наблюдается интенсивное погружение, формирование геосинклинального разреза, складчатость и региональный метаморфизм. Вовлеченные в складчатые деформации пластичные ультраосновные породы из основания разреза часто протрузивно протыкают перекрывающие их образования, разрушая первичную стратификацию офиолитовой ассоциации. Однако изредка встречаются случаи, когда пликативные деформации и блоковые подвижки способствуют подъему нижних частей этого разреза к поверхности без нарушения или с относительно небольшим нарушением первичных взаимоотношений между его компонентами. Тогда мы и встречаем примеры стратиформности офиолитовой ассоциации, характерные для ее разрезов в офиолитовых поясах складчатых областей линейного строения, в которых субгоризонтальные покровные дислокации большой амплитуды чаще способствовали обнажению основания геосинклинального разреза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боголепов К.В., Яншин А.Л. О современных гипотезах образования гипербазитов и структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае. — «Геология и геофизика», 1973, № 8, с.12-24.
2. Велинский В.В., Пинус Г.В. Некоторые общие вопросы генезиса альпийских гипербазитов. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973, с.360-376.
3. Гончаренко А.И. Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение. — «Сов. геология», 1976, № 12, с.75-86.
4. Гончаренко А.И. Складчатые деформации альпийских гипербазитов юга Сибири. — «Докл. АН СССР», 1977, т.235, № 2, с.431-434.
5. Дергунов А.Б., Молдавандцев Ю.Е. О строении и тектоническом положении габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала. — «Геотектоника», 1976, № 2, с.93-106.
6. Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта. — «Геология и геофизика», 1976, № 2, с.40-53.
7. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М., «Наука», 1967, 365 с.
8. Зверев А.Т., Лобанова Г.М. Природа габбро-амфиболитов Главного гипербазитового пояса Урала (на примере Кемпирсайского и Харбаринского массивов). — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1973, № 9, с.53-66.

2542



9. Ильин А.В., Кудрявцев Г.А. Возраст, характер размещения и вероятная тектоническая интерпретация гипербазитов юга Сибири-севера Монголии.—«Бюлл. МОИП. Отд.геол.», 1973, т.48, вып. 5, с.83-96.

10. Исаков В.М. Западный Саян в позднем рифее—раннем кембрии. Автореферат канд.дисс. Томск, 1974, 25 с.

11. Кузнецов П.П. Зависимость состава и структуры офиолитовых комплексов Алтае-Саянской области от особенностей их тектонической переработки.—«Геология и геофизика», 1976, № 8, с.26-34.

12. Москалева С.В. К проблеме генезиса гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации Урала.—«Записки ВМО», 1969, сер.2, ч.98, № 3,

13. Москалева С.В. Роль метасоматоза в формировании гипербазитов складчатых областей.—В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей.—Новосибирск, 1973, с.57-74.

14. Научная программа работы по проекту «Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы океанов» (73/1/39)—ЮНЕСКО МСГН—Москва, ротапринт ВИЭМС, 1974, 30 с.

15. Немцович В.М. Тектоническая позиция гипербазитов Алтае-Саянской области.—«Бюлл.МОИП. Отд.геол.», 1973, т.48, вып.5, с.97-101.

16. Немцович В.М. Структурно-фациальные формы проявления гипербазитовых интрузий (на примере Алтае-Саянской области, Кольского полуострова, Енисейского края и других районов).—«Изв.вузов. Геология и разведка», 1975, № 2, с.70-74.

17. Пейве А.В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.—В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960, с.65-72.

18. Пейве А.В. Офиолиты в структуре земной коры.—В кн.: Тезисы докладов на симпозиуме «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973, с.60-63.

19. Пейве А.В., Шрейс А., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.—В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Недра», 1971, с.9-24.

20. Пейве А.В., Шрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. Палеозиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.—«Сов. геология», 1972, № 12, с.7-25.

21. Пянус Г.В. Современное состояние проблемы генезиса гипербазитов.—В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 4-15.

22. Пянус Г.В. О взаимоотношении габброидов и гипербазитов в офиолитовых сериях.—«Геология и геофизика», 1974, № 5, с. 139-143.

23. Соболев Н.Д. Ультраосновные массивы и мантия Земли.—В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., «Наука», 1964.

24. Aubouin J. Contribution a l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Epire et la Thessalie (1e these, Paris, 1958.— Ann. Géol. Pays Helléniques, 10, 1-483, 1959.

25. Brunn J.N. Étude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale.—Ann. Géol. Pays Hellenes, 1956, n.7, 1-358.

26. Davies H.L. Papuan ultramafic Belt.—In: Report of the XXIII Session Int. Geol. Congr. Section 1. Frague, 1968, p. 209.

27. Dietz R.S. Alpine serpentinites as oceanic ring fragments.—«Bull. Geol. Soc. Amer.», 1963, v.74.

28. Hess H.H. History of ocean basin.—In: Petrology studies. Geol. Amer., vol. to honor A.F. Buddington, 1962.

29. Ilic M. Über die stratigraphische Lage und die tektonischen Charakteristiken von Massiven der Ultrabasite der Dinariden.—Annal. Geol. de la Peninsula Balkanique, XXXIV, Beograd, 1967.

30. Miyashiro A. Some aspects of peridotite and serpentinite in orogenic belts.—«Jap. J. Geol., Geograph.», 1967, v.37.

31. Pamic J. Magmatske i tektonske structure u ultramafitima basanske serpentinske sone. Sarajevo. Geol. Zavod stampa «Oslobodenje», 1964, 108 s.

32. Reinhardt B.M. On the genesis and emplacement of ophiolites in Oman mountains geosyncline.—«Schweiz. Min. Petr. Mitt.», 1969, v.49.

33. Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen.—«Ber. Naturforsch. Ges.», Freiburg, 16, 1905, p. 44-65.

34. Steinmann G. Die ophiolitische Zonen in dem mediterranen Kettengebirge.—In.: Congr. Géol. Intern., Compt. Rend., 14e, Madrid, n.2, 1926, p. 636-638.

К ПАЛЕОТЕКТОНИКЕ НИЖНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АНУЙСКО-ЧУЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (Горный Алтай)

До настоящего времени тектоническая история Ануйско-Чуйского синклинория в раннем девоне остается дискуссионной. Многие исследователи, указывая на геосинклинальную природу нижнедевонских отложений, по-разному трактуют вопрос об их структурном положении в палеозойском разрезе. Так, В.А.Кузнецов [6] и В.М.Сенников [11] указывают на несогласие между кобленцким и эйфельским ярусами, относя нижнедевонские отложения к ордовикско-силурийско-девонскому структурному этажу. В.П.Нехоросhev [10], считая, что структурная перестройка произошла на границе силура и девона, кобленцские отложения Ануйско-Чуйского синклинория относит к вышележащему структурному этажу.

Совершенно иначе рассматривает историю формирования Ануйско-Чуйского прогиба А.Л.Матвеевская [8, 9]. По ее мнению, прогиб претерпел значительную структурную перестройку в конце позднего силура—начале раннего девона и вступил в орогенную стадию развития, продолжавшуюся до позднего девона включительно.

До недавнего времени многие разрезы нижнего девона в северной части Ануйско-Чуйского синклинория датировались иначе, в частности, относились к силуру [5]. В последние годы появилось большое количество новых материалов по стратиграфии этих толщ [2, 3, 4], что позволяет уточнить существующие тектонические построения. Данная работа не претендует на решение всех вопросов истории развития Ануйско-Чуйского прогиба в раннедевонскую эпоху, а представляет собой изложение и анализ новых фактических материалов, полученных в результате полевых исследований 1976 и 1977 гг.

В северо-западной части Ануйско-Чуйского синклинория были изучены три участка в районах ручьев Шинок, Куваш и Кысманн (рис. 1).

Они расположены в субширотном направлении, что позволяет провести формационный анализ и анализ мощности нижнего девона и проследить его взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими толщами вкрест простирания синклинория.

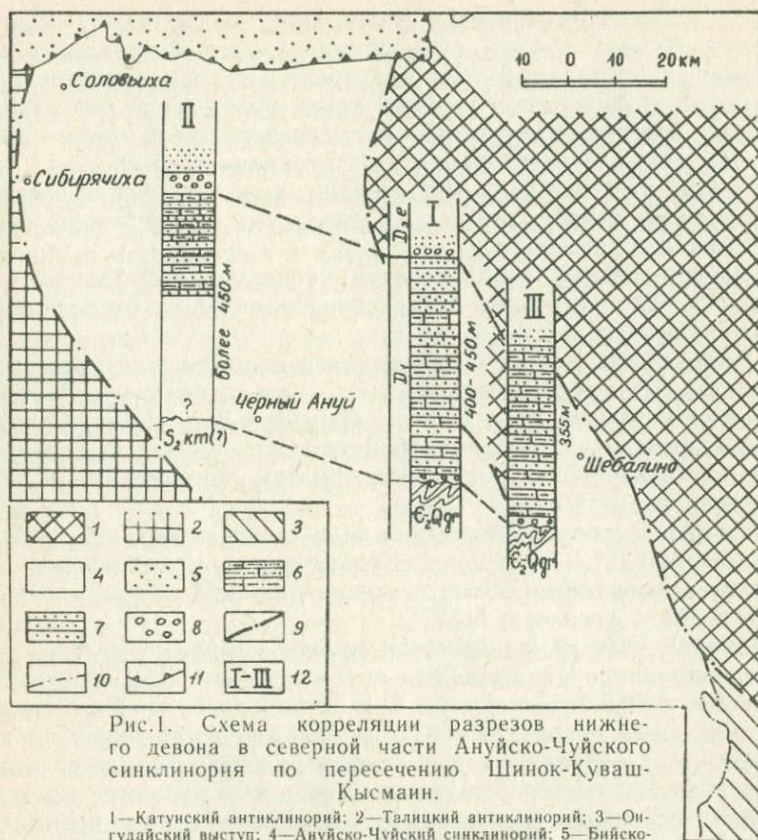


Рис.1. Схема корреляции разрезов нижнего девона в северной части Ану́йско-Чуйского синклинория по пересечению Шино́к-Куваш-Кысма́н.

1—Кату́нский антиклинорий; 2—Талицкий антиклинорий; 3—Онгудайский выступ; 4—Ану́йско-Чуйский синклинорий; 5—Бийско-Барнаульская впадина; 6—кремнисто-известковистые и известковистые алевролиты; 7—песчаники; 8—конгломераты; 9—глубинные разломы, ограничивающие Ану́йско-Чуйский синклинорий; 10—разломы, ограничивающие онгудайский выступ с запада; 11—Бийско-Барнаульская впадина; 12—разрезы нижнего девона: 1—по руч. Куваш; II—по руч. Шино́к; III—по руч. Кысма́н.

Участок руч. Куваш был выбран в качестве опорного, поскольку здесь детально разработана стратиграфия нижне- и среднедевонских отложений [3]. По правому борту долины руч. Куваш в 1 км ниже устья руч. Адах-Карасу на алевролитах горноалтайской серии с угловым несогласием залегают:

- 1) пачка базальных мелко- и среднегалечных конгломератов с хорошо окатанной галькой кварцитов и кварцито-песчаным цементом—2,8-3 м;
- 2) тонкое переслаивание тонкозернистых существенно кварцитовых песчаников и алевролитов светло-серого цвета, часто известковистых—50 м;

3) далее по правому борту лога, выходящего в долину руч. Куваш, разлом субмеридионального направления срезаает значительную часть разреза. После задернованного участка обнажается верхняя пачка нижнедевонских отложений, состоящая из тонко- и среднезернистых, часто слоистых, серых и зеленовато-серых песчаников—150 м.

Эта часть разреза охарактеризована нижнедевонской фауной, позволяющей считать отложения аналогами камышенской свиты одноименного грабена [3].

Выше согласно залегает слой конгломератов, быстро сменяющихся фаунистически охарактеризованными алевролитовыми отложениями среднего девона.

Более полный разрез нижнедевонских отложений мощностью около 400-450 м обнажается в 3—4-х км севернее руч.Куваш, на водоразделе ручьев Адах-Карасу, Дергун и Верх.Аскат. Отложения представлены переслаивающимися песчаниками и алевролитами в нижней части и, главным образом, песчаниками в верхней части разреза.

Нижне- и среднедевонские толщи смяты в крупную синклинальную складку (Барагашская синклиналь), осложненную разломами и складками более высокого порядка. Характерно падение слоев с углами в 50-70°.

Второй участок расположен вблизи границы Ануйско-Чуйского синклинория с Талицким антиклинорием. Здесь авторами, совместно с В.Д.Ермиковым и Н.В.Сенниковым, впервые составлен детальный разрез ниже- и среднедевонских отложений по руч.Шинок. Основание разреза не обнажено. В нижней пачке тонко переслаиваются белые тонкозернистые существенно кварцевые песчаники и зеленовато-серые и светло-серые кремнисто-известковистые алевролиты. Мощность пачки более 200 м. Из этой части разреза, которая ранее на геологической карте М.А.Якупова и др. (1970 г.) датировалась силуром, нами собраны остатки брахиопод, среди которых Р.Т.Грациановой определены следующие формы: *Isorthis* cf. *inostranzewi* (Peetz), *Hyparionyx* sp., *Howellela* sp., *Atrypa* sp.

По мнению Р.Т.Грациановой, вид *Isorthis inostranzewi* (Peetz) характерен для верхнекрековских слоев Салаира и якушинских слоев Горного Алтая. Родовой состав аналогичен такому для нижнего девона Казахстана (возможно, прибалхашские слои). Очень характерная *Atrypa* sp. ранее была встречена в Горном Алтае в низах верхней известняковой пачки якушинских слоев. Это позволяет считать описываемую пачку разреза по руч. Шинок аналогом верхней части камышенской свиты. Неполная

мощность пачки, по нашим данным, превышает 450 м.

Выше согласно залегает пачка разногалечных конгломератов с хорошо окатанной галькой кварцитов, кремнистых алевролитов и реже известняков. Мощность конгломератов около 40 м. Переход от нижней песчано-алевролитовой пачки к конгломератам постепенный, с уменьшением вверх по разрезу количества прослоев песчаников и алевролитов. Мощность конгломератов в северном направлении уменьшается за счет замещения их песчаниками и алевролитами.

Выше конгломератов разрез мощностью около 1150 м представлен полимиктовыми песчаниками, а в верхней части черными алевролитами с прослоями и биогермами известняков, в которых содержатся обильные ископаемые остатки брахиопод, криноидей, кораллов, мшанок, трилобитов. Среди брахиопод, по предварительному определению Р.Т.Грациановой, встречаются формы, характерные для верхней части эйфельского яруса. Исходя из этого, границу между нижним и средним девонем с известной долей условности следует проводить по основанию конгломератовой пачки, относя последнюю к эйфелю.

Ниже- и среднедевонские отложения слагают синклинальную складку, в юго-восточном крыле которой изучался разрез. Характерно залегание слоев с углами падения в 20-30° и лишь вблизи ядра складки, сложенного алевролитами с прослоями и биогермами известняков, углы падения уменьшаются до 15-0°

Остается неясным взаимоотношение описанного разреза с подстилающими образованиями. Можно утверждать, что девонские отложения, находясь в поле распространения силурийских толщ, имеют сходные с ними структурные характеристики.

Третий участок (по руч.Кысмаин) расположен вблизи границы Ануйско-Чуйского синклинория с Катунским антиклинорием, юго-западнее с.Шебалино. Развитые здесь нижнедевонские отложения оказались литологически очень сходными с описанным по руч.Куваш и Шинок. На левом борту долины руч.Кысмаин в 2,5 км от его устья на горноалтайской серии с угловым несогласием залегают:

- 1) пачка базальных мелкогалечных конгломератов. В гальке — кварц, кварциты, редко кремнистые алевролиты. Окатанность гальки слабая, форма уплощенная. Цемент—зеленый мелкозернистый песчаник—10м
- 2) пачка тонкопереслаивающихся тонкозернистых существенно кварцитовых песчаников и алевролитов—345 м.

Пачка охарактеризована (устное сообщение Л.Л.Зейферта, 1977 г.)

нижнедевонской фауной кобленцкого яруса. Таким образом, общая мощность нижнего девона в разрезе 355 м. Выше согласно залегают отложения, литологически сходные с эйфельскими по руч. Куваш.

Описанные толщи слагают крупную синклиналиную складку (Кессенская синклиналь) осложненную разломами и складками более высокого порядка. Падение слоев с углами в 50-80°.

Из приведенных материалов видно, что при пересечении Ануйско-Чуйского синклинория вкрест его простирания нижнедевонские отложения во всех разрезах представлены тонкообломочными породами с маломощными конгломератами в основании. Для нижнедевонских отложений характерны выдержанность литологического состава и мощности на большие расстояния.

Анализ взаимоотношений ниже- и среднедевонских отложений позволяет утверждать, что между кобленцким и эйфельским ярусами не было сколь-либо значительного перерыва и складчатости, и эти отложения следует объединять в один структурный этаж.

Нижнедевонские отложения близкого литологического состава распространены севернее описанного пересечения. Они слагают ограниченные разломами локальные выходы типа Сибирячихинской синклинали, Камышенского грабена, тектонических клиньев в районе д. Черемшанки и др. [2, 3 и др.]. Приведенные материалы позволяют предположить, что в раннем девоне, в пределах северной части Ануйско-Чуйского синклинория, существовал единый бассейн осадконакопления с устойчивым прогибанием малой и слабо изменчивой амплитуды на всей его площади. Современные ограничения нижнедевонских отложений в приразломных структурах являются вторичными.

Береговая линия этого бассейна на юге проходила вблизи границ Онгудайского выступа, поскольку в его пределах в эту эпоху формировались пестроцветные, в значительной мере, континентальные отложения каракудюрской свиты [7, 1 и др.].

На востоке бассейн ограничивался сушей Катунского антиклинория. В пользу этого свидетельствует однородный состав гальки в нижнедевонских конгломератах и уменьшение степени ее окатанности по направлению к последнему. Кроме того, для нижнего и среднего девона наблюдается замещение песчано-алевролитовых морских отложений, распространенных в пределах большей части Ануйско-Чуйского синклинория, лагунно-континентальными отложениями (терентьевская свита) вблизи границы с Катунским антиклинорием (В.Н. Коржнев и М.Я. Якупов, 1975 г.). Выдержанность литологического состава отложений

вблизи Талицкого антиклинория позволяет считать, что на западе бассейн, вероятно, был открытым.

Авторы выражают глубокую благодарность Р.Т.Грациановой В.Д.Ермикову, Е.А.Елкину, Л.Л.Зейферту, Н.В.Сенникову, чьи советы и замечания были учтены при написании этой статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белостоцкий И.И. Девонские прогибы Горного Алтая и вопрос о возрасте его структур.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 8, с.58-66.
2. Грацианова Р.Т. Брахиоподы и стратиграфия нижнего девона Горного Алтая. М., «Наука», 1967, 178 с.
3. Елкин Е.А. Трилобиты и стратиграфия нижнего и среднего девона юга Западной Сибири. М., «Наука», 1968, 156 с.
4. Елкин Е.А., Грацианова Р.Т. Схема расчленения морских нижнедевонских и эйфельских отложений Горного Алтая.—«Геология и геофизика», 1966, № 5, с.56-65.
5. Кононов А.Н. Стратиграфия девонских образований центральной части Ануйско-Чуйского синклинория.—«Вестник Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. управлений», 1959, с.37-49.
6. Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.—В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с.5-68. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.13).
7. Кузнецов Ю.А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая. Томск, 1939, 92 с.(Материалы по геологии Зап. Сибири. Томск, № 41).
8. Матвеевская А.Л. Структурное положение Ануйско-Чуйского прогиба Горного Алтая в эпоху герцинской складчатости.—«Сов. геология», 1966, № 4, с.60-73.
9. Матвеевская А.Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М., «Наука», 1969, 286 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.53).
10. Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966, 306 с. (Тр. ВСЕГЕИ, нов.сер., т.139).
11. Сенников В.М. Тектоническое районирование юго-западной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск, 1969, 62 с.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНА КРАШЕНИННИКОВА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

До недавнего времени изучение вулкана Крашенинникова проводилось только в связи с более общими, региональными исследованиями. В.И.Влодавец, составляя каталог действующих вулканов Камчатки, дал самый общий очерк строения вулкана [1]. В работе А.Н.Заварицкого [2] имеется краткая петрографическая характеристика лав вулкана. А.Е.Святловский [5] и Э.Н.Эрлих [6] отмечали, что вулкан Крашенинникова расположен на вулcano-тектоническом поднятии в грабен-синклинали Восточной Камчатки. Ю.М.Дубиком была составлена геолого-геоморфологическая схема северной части вулканической постройки. В последние годы изучением вулкана Крашенинникова попутно с вулканами Кроноцкой группы занималась М.Л.Фролова.

Работы, проведенные автором, позволили более детально изучить геологическое строение вулкана, воссоздать историю его развития и выявить основные этапы формирования. По объему изверженного материала была рассчитана суммарная тепловая энергия извержений каждого этапа и удельная тепловая мощность вулкана.

Вулкан Крашенинникова приурочен к северной части Восточной грабен-синклинали [7]. Он представляет собой сложную кольцевую структуру плейстоцен-голоценового возраста. На юге и юго-западе структура ограничена дугowymi разломами вулканов Кихпиньч и Узон, на западе серией разломов северо-восточного простирания по р.Унана, на севере—берегом Кроноцкого озера, а на востоке отделяется от Кроноцкого вулкана прямолинейным разломом северо-западного простирания. Основание вулкана имеет форму неправильного шестиугольника размером 25×30 км.

В пределах вулкана можно выделить останцы древней щитовой постройки, кальдеру, с расположенным в ней центральным стратовулканом и моногенные вулканические конусы. (рис.1)

Большая часть щитовой постройки перекрыта молодыми вулканогенными образованиями. Склоны ее образованы ниже-среднеплейстоценовыми лавовыми потоками и пирокластикой различного состава—от базальтов до дацитов. Угол склонов изменяется от 2-4° у подножия до 10-15° в привершинной части у северного борта кальдеры. Относительная высота этой постройки достигала 1-1,5 км.

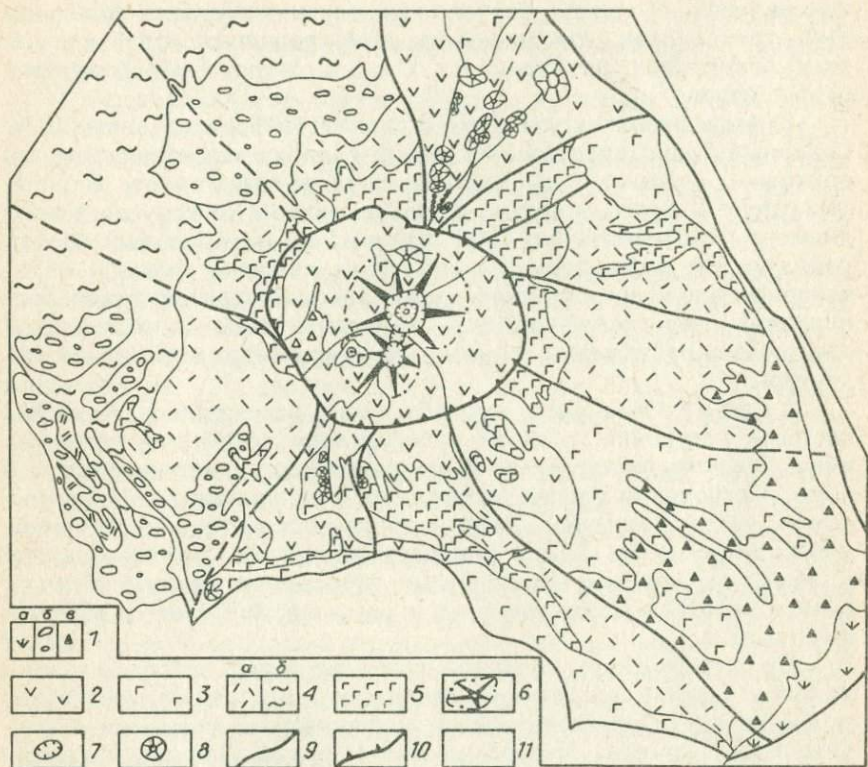


Рис.1. Геолого-петрографическая схема вулкана Крашенинникова.

1—а) озерно-морские, б) ледниковые и в) пролювиальные отложения; 2—голоценовые базальты и андезиты; 3—верхнечетвертичные андезито-базальты; 4—среднечетвертичные а) пемзы и б) игнибриды; 5—нижне-среднечетвертичные базальты и андезито-базальты; 6—центральный стратовулкан; 7—кратеры; 8—вулканические конусы; 9—разломы; 10—уступ кальдеры; 11—смежные вулканические постройки.

Кальдера вулкана Крашенинникова, обрушение которой произошло, вероятно, в верхнем плейстоцене, ограничена кольцевым сбросом с амплитудой смещения не менее 400 м. В плане структура имеет форму неправильной окружности диаметром около 10 км. Борт кальдеры хорошо выражен в северной и западной ее частях в виде крутого уступа высотой 200-400 м. На юге и на востоке разлом кальдеры фиксируется только редкими сглаженными останцами щитовой постройки и перегибом рельефа. Дно кальдеры покрыто молодыми лавовыми потоками. В

центральной ее части расположен верхнеплейстоцен-голоценовый стратовулкан, состоящий из двух сросшихся конусов с общим основанием размером 4×6 км и относительной высотой около 900 м.

Кратер южного конуса имеет диаметр 800 м и глубину 140 м. Северный конус представляет собой сложное вулканическое сооружение, состоящее из соммы и двух телескопически вложенных друг в друга конусов. Кратеры соммы и конусов имеют диаметры соответственно 2000, 800 и 15 м. Центральный кратер принадлежит небольшому моногенному лавовому конусу, образовавшемуся в историческое время. Склоны стратовулкана бронированы переслаивающимися потоками лавы и расчленены трещинами растяжения, к которым приурочены паразитические кратеры.

Секториальные грабены, осложняющие склоны щитовой постройки, в плане представляют собой два треугольника, вершины которых лежат на кальдероограничивающем разломе, а основания расположены почти у подножия вулкана. Они имеют общую осевую линию северо-восточного простирания, проходящую через центр кальдеры и кратеры стратовулкана. Грабены ограничены нормальными сбросами с амплитудой смещения 100-200 м. Заложение их произошло, вероятно, в верхнем плейстоцене.

По осевой линии грабенов проходит серия небольших разломов и трещин растяжения, вдоль которых цепочками протягиваются верхнеплейстоценовые и голоценовые моногенные вулканические конусы. Несколько конусов располагаются внутри кальдеры и в нижних частях склонов центрального стратовулкана. Сложены они лавами и шлаками базальтов и андезито-базальтов, высота конусов изменяется от 20 до 400 м, а диаметр основания от 50 до 2000 м.

В соответствии с последовательностью формирования вулкана Крашенинникова, продукты его извержений разделяются на два комплекса: докальдерный и посткальдерный. К докальдерному комплексу относятся ниже-среднечетвертичные базальты, андезито-базальты и андезиты (Q_{1-11}), распространенные в виде останцев щитовой постройки, а также среднечетвертичные экструзии (ZQ_m) и верхнечетвертичные пемзы (ZQ_{11}).

Ниже-среднечетвертичные отложения (Q_{1-11}) вскрываются в северном и западном бортах кальдеры и в береговых обрывах рек Кроноцкой и Светлой. На остальной территории они перекрыты более молодыми пемзовыми покровами и лавами. Низы толщи сложены преимущественно базальтовыми

лавовыми потоками с маломощными прослоями пирокластики. В верхней части толщи встречаются отдельные потоки андезито-дацитов.

Разрез западного борта кальдеры включает в себя около 25 лавовых потоков общей мощностью 150 м. В северном борту кальдеры обнажается прижерловая часть вулканического аппарата. В его разрезе присутствует большое количество глыбово-агломератового материала, мощность увеличивается до 250-300 м за счет пирокластических горизонтов.

В обрывах южного склона вулкана по р.Светлой вскрываются отложения, по генетическому типу близкие к лахарам, но из-за плохой обнаженности их положение в разрезе трудно установить.

Подошва ниже-среднечетвертичных отложений не вскрыта, мощность их у подножия, судя по высоте обрывов, не менее 300 м. Максимальная мощность в привершинной части вулкана, вероятно, достигала 1-1,5 км.

Существенную роль в строении вулкана играют экстрезивные образования, обнажающиеся в обрывах кальдеры. Наиболее крупное из них заполняет ядро древнего вулканического канала в северном борту кальдеры. В разрезе экстрезивия имеет форму трапеции, обращенной меньшим основанием вниз. Высота ее 400-450 м, площадь выхода 1 км². Наблюдается веерообразно-столбчатая отдельность тела и рвущие контакты с вмещающими породами. В экзоконтактовой зоне мощностью несколько метров отмечается слабое осветление пород.

Экстрезивии сложены дупироксеновыми андезитами, рогово-обманковыми андезитами и андезито-дацитами. Все они прорывают ниже-среднечетвертичные отложения, срезаются разломом кальдеры и, в некоторых случаях, перекрываются верхнечетвертичными вулканогенными образованиями. Внедрение их произошло в завершающую стадию деятельности щитового вулкана.

Верхнечетвертичные пемзы ($\mathbb{C}Q_{III}$) распространены на склонах вулкана в виде плащеобразных покровов мощностью 0,5-150 м. Они подстилаются ниже-среднечетвертичными лавами щитовой постройки и перекрываются верхнечетвертичными базальтами. На южных и западных склонах вулкана в основании покрова пемз прослеживается горизонт витрофиров мощностью 5-10 м. По составу пемзы соответствуют дацитам и липарито-дацитам, средняя их мощность 15-20 м, объем, по подсчетам Ю.М.Дубика, составляет 6 км³.

Широко распространенные на западном склоне вулкана верхнечетвертичные игнимбриты (JQ_{III}), по мнению

ряда исследователей [4, 6], являются продуктами кальдерообразующего извержения вулкана Узон. Мощность их в среднем составляет 100-150 м.

Общий объем вулканогенных образований докальдерного комплекса — 230 км³.

К посткальдерному комплексу относятся верхнечетвертичные (Q_{III}) и голоценовые (Q_{IV}) продукты деятельности центрального стратовулкана и моногенных вулканических конусов. Эти отложения представлены базальтовыми лавовыми потоками, заполняющими пониженные участки склонов вулкана, лавовыми и шлаковыми конусами. Они же слагают постройку центрального стратовулкана и заполняют кальдеру. Отдельные лавовые потоки переливаются через южный и юго-восточный пологие края кальдеры и протягиваются по склонам щитовой постройки на 15-20 км при ширине 50-500 м и мощности 5-40 м.

В основании отложений залегают хорошо раскристаллизованные оливин-плагноклазовые базальты, выше по разрезу они сменяются плагноклазовыми базальтами и андезито-базальтами. Моногенные конусы сложены базальтовыми лавами, шлаками и фигурными бомбами, не отличающимися по составу от продуктов извержений центрального стратовулкана. Некоторые из конусов дают довольно мощные лавовые потоки.

В обрывах соммы и кратеров стратовулкана вскрывается от 10 до 50 лавовых потоков и пирокластических прослоев различного состава. Для северного кратера характерен более кислый состав продуктов, вплоть до андезитов, и большое количество пирокластики. Разрез южного кратера представлен преимущественно андезито-базальтовыми лавами. Наиболее молодые лавовые потоки связаны с паразитическими жерлами на южном склоне стратовулкана.

Средняя мощность вулканогенных образований посткальдерного комплекса 100-200 м, объем достигает 25-30 км³.

Для петрохимической характеристики продуктов извержений использованы 42 полных силикатных анализа, 29 из которых взято из работы М.Л.Фроловой [6]. Все анализы пересчитаны по методу А.Н.Заварицкого.

Фигуративные точки, отражающие состав пород докальдерного комплекса, занимают на диаграмме А.Н.Заварицкого (рис.2) поле, соответствующее серии базальт-андезито-дацит. Лавы начальных излияний представлены андезито-базальтами со значениями параметра $v=24-18$. Для наиболее основных разностей характерно умеренное накопление щелочей (угол вариационной линии к оси $SB=15^\circ$) и увеличение параметра C по мере умень-

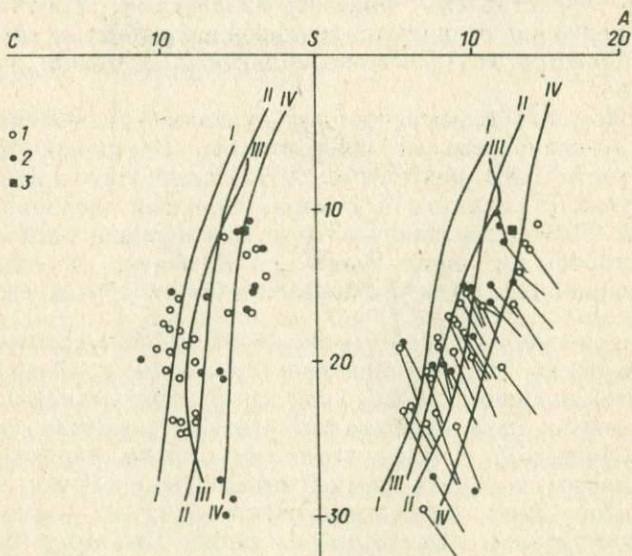


Рис.2. Диаграмма А.Н.Заварицкого для пород вулкана Кра-
шенинникова.

1—докальдерный комплекс, 2—посткальдерный комплекс, 3—экструзии.
I-I линия Восточной Камчатки; II-II линия Лассен-Пик; III-III линия Йеллоу-
стоунского парка; IV-IV линия Срединного хребта Камчатки.

шения основности. Точка с максимальным содержанием аноритового компонента определяется координатами $C = 11,6$; $B = 19,4$; $A = 5,2$. Вблизи этой точки, при переходе от андезито-базальтов к более кислым породам, тип дифференциации изменяется. Это выражается перегибом вариационной линии и увеличением угла наклона к оси SB до 45° . Наиболее кислые продукты извержений, представленные лавовыми потоками в верхней части разреза, пемзами и андезито-дацитовыми экструзиями, характеризуются высокой щелочностью ($A = 12,6-14,6$) и низкой известковистостью ($C = 3,5-6,0$).

Фигуративные точки пород посткальдерного комплекса в некоторой степени заполняют разрывы и недостающие участки кривой дифференциации вулкана Крашенинникова, в результате чего «колена» на вариационной линии сглаживаются. Начальные излияния представлены андезито-базальтами. Конечные продукты извержений отличаются меньшей щелочностью ($A = 11,6-12,0$) и известковистостью ($C \sim 4$) по сравнению с лавами докальдерного этапа.

В целом тип дифференциации вулкана Крашенинникова существенно отличается от среднего для Восточной Камчатки. На плоскости ASB диаграммы А.Н.Заварицкого вариационная линия вулкана сдвинута в сторону большей щелочности, а в плоскости CSB фигуративные точки лав вулкана располагаются по обе стороны от линии Восточной Камчатки, в общем попадая в интервал между линиями Лассен-Пик и Йеллоустоунского парка.

По значению индекса Ритмана ($6 = 0,89-2,90$) продукты извержений вулкана Крашенинникова относятся к Тихоокеанской известково-щелочной серии. Судя по продуктам начальных излияний, состав первичной магмы отвечал, вероятно, основному андезито-базальту. Породы этого же состава характеризуются максимальным значением индекса затвердевания Куно ($SI = 31,08$)!

Изучение геологического строения вулкана позволяет выделить в истории его развития два этапа: докальдерный и посткальдерный. Общую тепловую энергию извержений каждого этапа можно рассчитать по приближенной формуле

$$Q = \rho V H,$$

где $H = 0,3-0,4$ — суммарное теплосодержание изверженного материала, включающее в себя теплоту остывания и кристаллизации лавы, V — объем продуктов извержений, ρ — их средняя плотность. Удельная тепловая мощность вулкана определяется как отношение тепловой энергии к длительности этапа и площади теплового питания $w = \frac{Q}{St}$ [3]. При этом предполагалось, что размеры кальдеры приблизительно соответствуют размерам магматического очага, питающего вулкан. Результаты расчетов представлены в таблице.

Из таблицы видно, что в период посткальдерной активности удельная тепловая мощность вулкана увеличивается приблизительно в три раза по сравнению с докальдерным этапом и достигает значений, характерных для современных вулканов мира. Эта величина характеризует интенсивность потока энергии, поступающей на поверхность с продуктами вулканических извержений [3]. Ее изменение, видимо, связано с изменением условий

Этап	Длительность этапа 10^4 лет (t)	Суммарная теп- ловая энергия 10^{16} ккал (Q)	Удельная тепловая мощность $\frac{\text{ккал}}{\text{км}^2 \cdot \text{сек}}$ (w)	
Докальдерный	48-36	23	200-270	230
Посткальдерный	2	3	640	

переноса тепла в корневой зоне вулкана в процессе его эволюции.

Многие исследователи считают, что образование кальдеры тесно связано с формированием периферического очага в корневой зоне вулкана и отмечает момент коренной перестройки всей вулканической деятельности [4]. К этому моменту эволюция корневой зоны в основных чертах завершается, и поступление тепла с продуктами извержения в значительной мере контролируется интенсивностью глубинного магмогенерирующего процесса, для которого Г.Н.Ковалевым была рассчитана величина порядка $800 \frac{\text{ккал}}{\text{км}^2 \cdot \text{сек}}$ [3]. Это положение подтверждается полученными характеристиками интенсивности вулканического процесса на докальдерной и посткальдерной стадиях деятельности вулкана Крашенинникова.

Исходя из анализа данных по геологическому строению, энергетике и составу продуктов извержения вулкана, историю его формирования можно представить в виде следующей гипотетической схемы.

Деятельность вулкана Крашенинникова началась в середине раннего плейстоцена и в течение докальдерного этапа носила смешанный эффузивно-эксплозивный характер. Продукты эксплозий по объему значительно уступали лавам и отлагались в прижерловой части вулкана. Подвижные базальтовые и андезитобазальтовые лавовые потоки растекались на большие расстояния, образуя пологий щит. В этот период существенная часть тепла, поступающего из глубин Земли, используется на прогрев корневой зоны и образование промежуточных магматических очагов. Видимо этим объясняются низкие величины удельной тепловой мощности вулкана.

В среднем плейстоцене постройка вулкана достигала максимальных размеров, в корневой зоне завершилось формирование периферического магматического очага, с деятельностью которого связаны извержения кислого материала, мощные эксплозии пемз и последующее образование кальдеры. На склоны вулкана изливаются дацитовые лавовые потоки и выбрасывается грубообломочный пирокластический материал.

В конце среднего плейстоцена внедрившиеся жерловые экструзии прервали связь магматического очага с поверхностью. Начался длительный период покоя вулкана, в течение которого в периферической камере накапливалась тепловая энергия. В верхнем плейстоцене происходит серия сближенных во времени мощных эксплозий, в результате которых было выброшено около 6 км³ пемз. Вследствие удаления магматической поддержки на глубине, в привершинной части вулкана образовалась кальдера типа Крактау.

В посткальдерный период деятельности, несмотря на уменьшение масштабов вулканизма, удельная тепловая мощность вулкана увеличивается в 3,5 раза. Это, видимо, связано с тем, что перед кальдерообразованием в основном завершилось формирование корневой зоны вулкана и в ней установился стационарный режим рассеяния энергии теплопроводностью. Затраты тепла на плавление и нагревание пород резко уменьшились.

В это время вулканически активной становится линейная зона северо-восточного простирания, проходящая через геометрический центр кальдеры. Вдоль нее начинаются извержения моногенных вулканических конусов а в кальдере растет центральный стратовулкан. Извергаются преимущественно базальтовые и андезито-базальтовые лавы, что, вероятно, обусловлено поступлением расплава из промежуточного очага. Деятельность периферической магматической камеры, питавшей вулкан в конце предыдущего этапа, прекращается. Изменение давления магмы в очаге, вследствие чередования периодов покоя и извержений, приводит к образованию секториальных грабенов на склонах вулкана.

В голоцене общий характер вулканической деятельности сохраняется, но дифференциация в магматическом очаге приводит к изливанию более кислых лав—андезито-базальтов и андезитов. Происходит периодическая закупорка жерла северного конуса, вследствие чего усиливается деятельность моногенных вулканических конусов, а на склонах стратовулкана появляются паразитические кратеры.

Но латеральные извержения не могут полностью разгрузить магматический очаг и деятельность центральных кратеров стратовулкана продолжается. В середине голоцена, после мощного периферического извержения и понижения уровня магмы в очаге, происходит обрушение верхней части северного конуса стратовулкана. Образуется сомма с расположенными в ней остатками вулканической постройки. Продукты последующей вулканической деятельности надстраивают внутренний конус соммы. Извержения южного конуса были более спокойными, из его кратера изливались, в основном, базальтовые и андезитобазальтовые лавы.

В конце голоцена, может быть уже в историческое время, из кратера северного конуса излились в восточном направлении потоки андезитов, а в самом кратере вырос лавовый конус Паук. Из побочного жерла на южном склоне стратовулкана в это время излился мощный базальтовый поток, спустившийся по склону докальдерной постройки в долину р.Светлой и заполнившей ее русло на протяжении нескольких километров. Это были последние извержения вулкана.

Таким образом, в эволюции вулкана Крашенинникова обнаруживается четкая направленность и необратимость вулканического процесса. В истории его развития выделяются два последовательных этапа, отличающихся друг от друга масштабами проявлений вулканизма, составом его продуктов и плотностью потока энергии, выносимого на поверхность.

В течение первого этапа образуется постройка щитового вулкана и идет интенсивное формирование корневой зоны. Значительная часть глубинного тепла используется на плавление и прогрев пород под вулканом. Этим объясняются малые величины удельной тепловой мощности. Вулканическая деятельность носит смешанный эффузивно-эксплозивный характер. Вследствие дифференциации в магматическом очаге в конце этапа изливаются кислые лавы, происходит извержение пемз и образуется кальдера.

Извержения второго этапа приурочены к вулканически активной зоне северо-восточного простираения, вдоль которой образуются моногенные вулканические конусы. В кальдере растут конусы центрального стратовулкана. К началу этапа формирование корневой зоны в основных чертах завершается. Вследствие прогрева пород под вулканом устанавливается стационарный режим теплопроводности. Потери тепла магмой на плавление и нагревание окружающих пород резко снижаются, удельная тепловая мощность вулкана увеличивается в 3,5 раза. Продукты

извержений представлены андезито-базальтами, к концу этапа в северном кратере изливаются андезиты, образуется сомма и происходят излияния базальтовой лавы из паразитических жерл.

ЛИТЕРАТУРА

1. Влодавец В.И. Вулканы Советского Союза. М., Географгиз, 1949, 163 с.
2. Заварицкий А.Н. Вулканы Камчатки. М., Изд-во Акад. Наук СССР, 1955, 152 с.
3. Ковалев Г.Н. К вопросу об энергетике активного вулканизма.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971, с.41-45.
4. Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. М., «Недра», 1973, 184 с.
5. Святловский А.Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., «Наука», 1967, 219 с.
6. Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. М., «Наука», 1973, 241 с.
7. Фролова М.Л. Район Кроноцкой сопки и вулкана Крашенинникова. — В кн.: Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 193-223.

МЕСТНЫЕ И КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ МАНСКОГО ПРОГИБА

Выделение и прослеживание свит как местных стратиграфических подразделений [9] при геологическом картировании является основным методом, особенно там, где эти единицы достаточно четко выдерживаются в стратиграфическом объеме на большом расстоянии, практически не меняя своего состава. К таким регионам можно отнести многие зоны платформенных областей и их обрамления, то есть те участки земной коры, где бассейны осадконакопления были обширны и развивались в спокойных тектонических условиях. А следовательно, и части этих бассейнов, представляющие отдельные структурно-фациальные и фациальные зоны, имели большие размеры.

Но имеются регионы, в которых дифференциация обстановок осадконакопления была довольно дробной, вследствие активного развития рельефа, опускания и поднятия отдельных участков, одни из которых являлись зонами аккумуляции осадков, а другие—зонами размыва. Размеры этих зон были относительно небольшими. Выделяемые же в этих регионах стратиграфические подразделения не всегда полностью удовлетворяют требованиям, предъявляемым к свитам. Это связано, в первую очередь, с трудностями прослеживания этих единиц в фациально меняющихся отложениях и доказательством стратиграфичности их границ. К таким регионам относится и Манский прогиб.

В плане структурно-фациального районирования и уточнения характера фациальных переходов [12, 13, 15] и проводились наши, начиная с 1967 года, стратиграфические исследования в Манском прогибе, особенно, в его восточной части от верхнего течения р.Маны на юго-востоке, до рек Базаихи, Жистыка и Берети на северо-западе (рис.1). Изучив строение и состав ранее выделенных свит, детализировав расчленение их на пачки и установив пределы распространения этих подразделений на площади, встала задача корреляции свит по латерали для выяснения их стратиграфического положения относительно друг друга и взаимоотношения между собой.

Основой для корреляции верхнепротерозойских отложений Манского прогиба было выделение и прослеживание маркирующих элементов—[слоев и пачек]при переходе из одной фациальной зоны в другую либо путем картирования, либо установле-

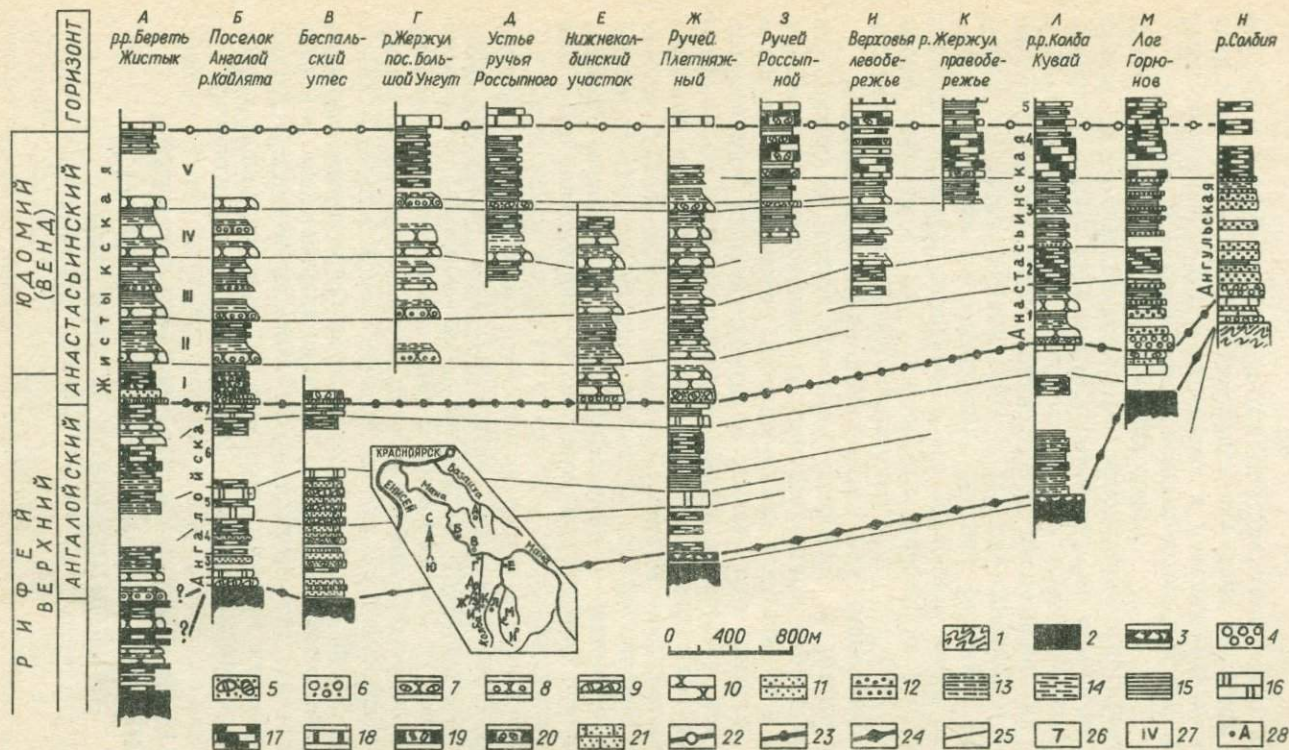


Рис. 1. Схема сопоставления опорных разрезов ангалойского и анастасьинского горизонтов.

1—нижнепротерозойские метаморфические образования; 2—эффузивы кувайской серии; 3—туфобрекчи; 4—конгломераты среднегалечные; 9—подводноползневые образования; 10—песчаники граувакковые; 11—песчаники полимиктовые; 12—песчаники кварцевые; 13—беретский тип флиша; 14—алеволиты; 15—аргиллиты; 16—доломиты; 17—известняки черные и темно-серые; 18—известняки светлые; 19—известняк конглобрекчи; 20—известняки обломочные; 21—песчаники известковистые; 22—верхняя граница анастасьинского горизонта; 23—нижняя граница анастасьинского горизонта; 24—нижняя граница ангалойского горизонта; 25—границы маркирующих элементов (слоев, пачек, циклопачек); 26—номера пачек; 27—номера циклопачек жистыкской свиты; 28—местоположение разреза на схеме.

нием этих элементов в разрезах на основе маркирующих признаков. Правда, прослеживание первых на площади связано со значительной трудностью, вызванной их небольшими мощностями. Но если маркирующие слои находятся в сочетании с другими слоями в виде пачки, где они являются носителями отличительных признаков или образуют определенную комбинацию слоев, которая сама становится маркирующей характеристикой, то эту пачку, как более крупные корреляционные единицы, можно достаточно четко откартировать на площади.

Применение маркирующих элементов для стратиграфических построений определялось тем, что они отражают последовательную временную смену историко-геологических событий в нескольких структурно-фациальных зонах, либо между смежными зонами, либо локально в определенной части зоны. Возможности корреляции при этом для каждого элемента ограничиваются вышеперечисленными пределами.

Кроме маркирующих элементов, учитывались палеонтологические данные, такие как уровни смены комплексов палеонтологических остатков одной или нескольких систематических групп, возрастные интервалы распространения одного определенного комплекса, реперные местонахождения близких по систематической принадлежности остатков и т.д.

Такой взаимодополняющий подход является пока единственным для региональной стратиграфии докембрия, поэтому отложения, заключенные между маркирующими элементами, считаются одновозрастными в пределах точности этого подхода.

Ангалойский горизонт

Нижней в стратиграфическом интервале от кровли кувайской серии до подошвы жистыкской свиты в восточной части Манского прогиба является ангалойская свита. Название этого местного подразделения предлагается вместо принятого здесь «овсянковская» свита [7, 8]. Это связано с тем, что овсянковская свита развита в самостоятельной структурно-фациальной зоне в западной части Манского прогиба на р.Енисей, и стратиграфическое положение ее очень неопределенно. Кроме того, отсутствуют промежуточные разрезы между этими свитами. Поэтому нельзя быть уверенным в том, что ангалойская и овсянковская свиты полностью одновозрастны.

Типовой разрез ангалойской свиты обосновывается в бассейне рек Ангалой, Кайлята и на Серебрянских скалах (рис.1/Б). Здесь, в приустьевой части Ангалоя и на обоих берегах р.Мань

на эффузивах кувайской серии повсеместно залегает пачка (60 м), представленная переслаиванием темных известняков и серых брекчиевидных доломитов со слоями карбонатных конгломерато-брекчий, обломочный материал которых почти полностью состоит из этих пород.

В цементирующей массе и в обломках обнаружены одинаковые микрофитолиты: *Osagia columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. columnata* var. *beicalica* Yaksch., *O. tenuilamellata* Reitl., *O. aff. grandis* Z. Zhur., *O. donatella* Korol., *Vesicularites breviculus* Yaksch., *V. ingens* Yaksch., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur. [16].

Угловатая, округлая с завальцованными краями и выступами, плитчатая форма обломков и глыб, беспорядочная их сгруженность, наличие закатанных тел темного известняка, подобного цементирующей массе, с остроугольными обломками внутри, тесная связь с ненарушенными пластами однотипных пород свидетельствуют скорее о подводнооползневой природе этих образований в процессе нормального осадконакопления, подобных олигоценовым на Кавказе [2] или верхнерифейским в Присаянье [4], а не об эрозионной—в результате размыва подстилающих кувайских пород. Аналогична природа и самого нижнего слоя этой пачки, представленного, в основном, остроугольной дресвой и щебнем эффузивов и реже известняков в глинисто-известковистом матриксе.

Вторая пачка (40 м) сложена серыми массивными доломитами. Выше по разрезу она сменяется зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками с линзами гравелитов и прослоями черных известняков. Эти породы составляют основу третьей пачки, мощность которой значительно превышает 30 м, замеренные в отдельных обнажениях полосы ее выхода в приустьевой части р. Ангалой. Здесь же наблюдается смена терригенных пород черными известняками с микрофитолитами: *Osagia columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. tenuilamellata* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Z. Zhur., *V. pussilus* Zabr., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Tunicatella matirima* Korol. [16]

следующей—четвертой пачки. Наиболее полно она обнажена в обоих концах утеса Серебрянские скалы. Среди известняков встречаются отдельные слои полимиктовых песчаников, аналогичные развитым в предыдущей пачке. Мощность пачки 4—не менее 150 м, так как из-за серии субмеридиональных разломов полную мощность определить невозможно.

Она перекрывается массивными доломитами с микрофитолитами: *Osagia columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *O. donatella* Korol., *O. tenuilamellata* Reitl., *Vesicularites enigmatus* Zabr., *V. ingens* Yaksch., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. [16]

«серебрянской» пачки (210 м), дающей обрывы этого утеса. Среди массивных, часто светлых доломитов обособляются слои по 10-30 м черных листоватых известняков.

На вершине утеса доломиты вверх по разрезу сменяются черными известняками шестой «кайлятской» пачки, наиболее хорошо представленной в обрывах по правому борту р.Кайлята в 3,5 км выше ее устья. Мощность ее, видимо, превосходит 110 м, так как не исключено наличие тектонического нарушения, которое срезает ее нижнюю часть к северо-западу, где ширина полосы выходов около 400 м, в то время как к юго-востоку она превышает 1,5 км.

Завершает разрез ангалойской свиты седьмая пачка светлых доломитов с микрофитолитами: *Osagia columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *O. columnata* Reitl., *O. tenuilamellata* Reitl., *Vesicularites curtunicus* Yaksch., *V. ingens* Yaksch., *V. enigmatus* Zahr., *V. flexuosus* Reitl., *V. pussilus* Zabr., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. (120 м) с тридцатиметровым слоем черных известняков в 50 м от основания. Она повсеместно перекрывается базальной грубо-обломочной пачкой жистыкской свиты.

Суммарная мощность свиты в районе пос.Ангалой и р.Кайлята больше непосредственно замеренных 720 м.

В скалах горы Столбик и Бестальского утеса, в 9 км к югу от Серебрянских скал, под конгломератами жистыкской свиты наблюдается та же последовательность пачек—седьмая «надкайлятская», «кайлятская» и «серебрянская» (см. рис. 1/В). Но в «серебрянской» пачке здесь появляется новый элемент—подводноползневые образования, подобные описанным из нижней пачки выше устья р.Ангалой, поэтому и мощность ее возрастает до 390 м. Эти образования раньше принимались за продукты размыва овсянковских доломитов.

Широко развиты здесь и терригенные породы, особенно в интервале от основания свиты до «серебрянской» пачки, где полимиктовыми известковистыми песчаниками сложена мощная до 500 м толща, также относившаяся к жистыкской (тюбильской) свите [5].

Помимо района Ангалоя и Серебрянских скал «серебрянские» доломиты с микрофитолитами *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Vesicularites ingens* Yaksch. [16], отмечались и в 32 км к юго-востоку от Беспальского утеса в районе правого притока р.Тубиль руч.Плетняжного (рис. 1/Ж). Эти доломиты, мощностью порядка 100 м, согласно перекрываются известняково-сланцевой толщей, внутри которой в 250 м от основания четко обособливается пачка черных тонкоплитчатых кристаллических известняков (150 м) «кайяятского» типа. Завершается разрез шестидесятиметровой пачкой доломитов со слоем (60 м) алевролитов и песчаников в 90 м от подошвы. Эта пачка, также как и в районе Ангалоя, перекрывается грубообломочными породами жистыкской свиты. Под «серебрянскими» доломитами обособливается еще достаточно мощная (до 300-400 м) толща черных известняков, которая залегает на характерной лилово-зеленой «вороняченской» пачке туфобрекчий, венчающей кувайскую серию в этом районе.

При сравнении этого типа разреза ангалойской свиты с разрезом в районе пос.Ангалой (рис.1/Б,Ж), на фоне увеличения тонких терригенных пород в составе свиты, общая последовательность маркирующих пачек сохраняется. Такое сопоставление подтверждается и наличием толщи черных известняков, развитых под «серебрянской» пачкой и характерных для первой, третьей и, особенно, четвертой пачек приустьевой части р.Ангалой. Наконец, близок, хотя и сокращен комплекс микрофитолитов.

При прослеживании «кайяятского» известняка и «вороняченской» пачки на восток, этот тип разреза устанавливается вплоть до левого берега р.Кувай (рис.1/Л), где ангалойские отложения включались в состав вулканогенной кувайской серии.

К юго-востоку от р.Кувай, на территории от д.Спирино до р.Крол, ангалойской свите соответствует пачка преимущественно светлых массивных карбонатных пород с микрофитолитами *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *O. columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. donatella* Korol., *Volvatella zonalis* Nar. [16], залегающая с угловым несогласием на кувайских эффузивах и метаморфических образованиях Арзыбейского выступа (рис.1/М,Н) Здесь она перекрывается базальными слоями анастасьинской и ангульской свит. Во многих местонахождениях в основании и внутри этой пачки развиты слои конгломератов и аркозовых песчаников, представленные продуктами размыва кувайских эффузивных и арзыбейских метаморфических и магматических

пород, аналогичные по составу и степени обработки ангульским, поэтому и относившиеся раньше вместе с доломитами к этой свите [13].

Завершение кувайского вулканизма, предшествующее образованию трансгрессивного комплекса отложений, объединяющего эти две свиты, возможный метаморфизм [8], блоковые подвижки и размыв в юго-восточной части Манского прогиба, дают возможность проводить параллелизацию развитой здесь пачки только с верхами ангалойской свиты. Тем более, наблюдается и сходство в строении с верхней «надкайлятской» пачкой. Все это послужило основой для выделения к востоку от Куваей самостоятельной структурно-фациальной зоны—Солбинской, и противопоставление ее Жержульской зоне с интенсивным прогибанием, в которой накапливались достаточно мощные осадочные толщи на протяжении всего ангалойского времени [15].

Гораздо сложнее выделить аналоги ангалойской свиты к северо-западу от пос. Ангалой в районе рек Берети и Жистык. Это связано с тем, что здесь развит отличный по своей природе от ангалойского и близкий к вышележащему жистыкскому флишево-карбонатный комплекс отложений (рис.1/А). Для него характерно чередование терригенных пачек (40-230 м), основу которых составляют элементарные флишевые циклы, и пачек (40-130 м) черных плитчатых и листоватых изветняков типа «кайлятских».

По строению и составу элементарных циклов терригенные пачки разделяются на две группы. В первой группе развиты элементарные циклы подтипов А-3, С-3, F-1 и Н-3*. В трехчленных циклах массивный (1а) и градационный (1b) песчаные подэлементы первого элемента цикла постепенно вверх сменяются градационным (IIb) алевролитовым подэлементом второго элемента, а последний достаточно резко—аргиллитом третьего элемента. В двухчленных циклах обычно отсутствует либо первый, либо третий элементы. На нижней поверхности циклов широко развиты отпечатки следов размыва, борозд и царапин (flute and fagrow marks), указывающие на юго-восточное направление движений мутьевых потоков, формировавших турбидитовую составляющую элементарных циклов. Они представлены зеленосерой грауваккой (кварц 22-28 %, плагиоклаз 8-18%, калиевый полевой шпат 3-7%, обломки магматических, метаморфических,

* Здесь и дальше классификация подтипов элементарных циклов с их строением приводится по методу Н.Б.Вассоевича [1].

кислых эффузивных и осадочных пород 17-24%, обломки основных эффузивов и их туфов 17-29%, глинисто-хлоритовый матрикс 13-30%). Третий элемент представлен темно-зеленовато-серым до черного аргиллитом. Размеры элементарных циклов колеблются в пределах 20-180 см. Пачки с таким строением приурочены в основном к нижней части комплекса, но одна пачка (150 м) развита и в верхней части в 280 м от его кровли.

Для второй группы, преобладающей в основной части комплекса, характерны элементарные циклы подтипов А-1, А-3, В-1, F-1, Н-1 и Н-2. Отличительной особенностью для них, во-первых, является широкое развитие конволютной и косоволнистой слоистости во вторых элементах циклов, что позволяет четко отделять их от первых элементов. Замеры по этим текстурам показывают северо-западное направление палеотранспорта. Во-вторых, в матриксе нижних двух элементов в большом количестве содержится известковый материал, обусловивший серые окраски пород; в третьем элементе известняки образуют самостоятельные прослои. В-третьих, размеры элементарных циклов значительно меньше (5-20 см).

Состав же обломочного материала близок первой группе, наблюдается тенденция увеличения количества обломков плагиоклаза и основных эффузивов снизу вверх к кровле комплекса.

По основным характеристикам пачки первой группы наиболее близки к флишу жистыкской свиты [3]. Поэтому вторая группа выделяется в самостоятельный беретьский тип флиша Манского прогиба.

Трудности определения стратиграфического объема, соответствующего ангалойской свите, здесь связаны с тем, что конгломераты основания жистыкской свиты постепенно выклиниваются на северо-запад, а в нижней части комплекса вулканогенные образования переслаиваются с осадочными, из-за этого нижняя граница становится неопределенной. Там, где линзы конгломератов и гравелитов еще встречаются, основная часть комплекса, внутри которого развиты пачки известняков типа «кайлятских», несомненно отвечает объему ангалойской свиты, но вопрос о нижней границе остается открытым (рис.1/А,Б).

Принципиально иной тип разреза, связанный с более активным тектоническим режимом осадконакопления, более тесные связи с ниже- и вышележащими образованиями свидетельствуют о наличии еще одной — Беретьской структурно-фациальной зоны. Вероятно, здесь следует выделять новую свиту, объем которой будет отличаться от объема ангалойской в силу перечисленных выше причин. Таким образом, через три структурно-

фациальные зоны Манского прогиба с помощью маркирующих элементов прослеживается единое стратиграфическое подразделение в объеме ангалойской свиты (см.рис.1/А-Н). Вещественный облик его меняется непрерывно. Но если в пределах каждой зоны эти изменения не влияют на общую последовательность пачек, что позволяет выделить местную свиту, то при переходе в смежную зону фациальные преобразования в корне изменяют строение и состав отложений. Поэтому стратиграфическое подразделение состоит из нескольких местных свит или их частей и по своей сущности и рангу соответствует корреляционному горизонту [9]. Так как горизонт отвечает объему ангалойской свиты в Жержульской зоне, то за ним можно оставить название этой свиты, а за стратотип предложить разрез пос.Ангалой и Серебрянских скал.

Возраст ангалойского горизонта, судя по комплексу микрофитоцитов, развитых по всему разрезу [16], а также первому комплексу микрофоссилий *Leiosphaeridia effusa* (Schep.), *L. densa* (Tim.), *L. minor* (Schep.), *Trachysphaeridium partialum* (Schep.), *T. asaphum* (Tim.), выделенных из пород разных его уровней в Беретьской и Жержульской зонах [10], соответствует возрасту байкальских отложений верхнего рифея в обрамлении Сибирской платформы [11].

Анастасьинский горизонт

На отложениях ангалойского горизонта в Беретьской зоне на северо-западном фланге (междуречье рек Ангалой, Кайлята, Таежная Береть, Береть и Жистык) и в центральной части Жержульской зоны (бассейн р.Жержул, правобережье руч.Плетняжного и нижнее течение р.Колбы) развиты граувакки жистыкской свиты [7, 8] с флишевым характером строения [3].

Несмотря на однообразный состав—песчаники (иногда с линзами гравелитов), алевролиты, аргиллиты и реже известняки, картирование отложений свиты на площади облегчается наличием двух типов пачек—«грубых», преимущественно песчаных, и «тонких», в которых доминируют алевролиты, аргиллиты и известняки. Они последовательно сменяют друг друга в разрезе (рис. 1/Б).

Анализ флишевой цикличности при детальном изучении свиты по р.Жистык показал, что существует строгая закономерность в группировании элементарных циклов в циклы второго порядка (0,3-2 м), которые в свою очередь объединяются в циклы третьего

(20-90 м), а последние—в циклы четвертого порядка (250-500 м) [3]. При этом для циклов всех порядков общим остается наличие «грубой» нижней и «тонкой» верхней частей.

При картировании площади до р.Жыстык оказалось, что «грубые» и «тонкие» пачки являются элементами циклов третьего и четвертого порядков (рис. 1/А, Б). Причем, если циклы третьего порядка имеют больше общего между собой, чем различий, то циклы четвертого порядка, в силу количественных соотношений разных типов пород, отличаются своей индивидуальностью и отражают достаточно крупные этапы развития всего флишевого бассейна. Это обстоятельство дает возможность использовать их для целей корреляции в качестве маркирующих циклопачек.

Так, на северо-западном фланге Жержульской зоны в жыстыкской свите устанавливается пять циклопачек четвертого порядка (рис. 1/А, Б). Для нижней (260 м) характерны «гребешковские» конгломераты и черные обломочные известняки, наиболее полно представленные в районе горы Гребешковой в 4 км к северу от пос.Ангалой. На юго-восток к Беспальскому утесу конгломераты почти полностью замещаются обломочными известняками, состоящими на 60% из обломков ангалойских микрофитолитовых доломитов и известняков. На север, в сторону рек Берети и Жыстык, конгломераты постепенно переходят в известковистые полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки, среди которых сохраняются лишь линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов «гребешковского» типа. Обломочные известняки переходят в ненарушенные нормальнослоистые.

Вторая циклопачка (340 м) отличается большим количеством черных известняков среди граувакк жыстыкского типа флиша (рис. 1/А-Б).

В третьей циклопачке (около 400 м) доминируют пакеты тонких терригенных пород (верхняя часть циклов третьего порядка) (рис. 1/А-Г).

Полной противоположностью ее является четвертая циклопачка (320 м), для которой характерен преимущественно «грубый» состав (рис. 1/А/Г).

Для пятой циклопачки, судя по обнажению ниже пос.Верх-Базаиха, отличительной особенностью становятся снова известняки, в значительном количестве развитые как внутри элементарных циклов, так и в виде самостоятельных пакетов (0,5-3 м) между ними. В этом обнажении наблюдается постепенный переход к отложениям вышележащей унгутской свиты. Он выражен

в увеличении количества известняков и появлении пластов светлых массивных микрофитолитовых известняков (рис. 1/А). Полную мощность этой циклопачки замерить не удастся из-за крупных тектонических нарушений, но она значительно превышает 140 м в отдельных обнажениях.

Изучение разрезов жистыкской свиты в центральной части Жержульской зоны показало, что в ней сохраняется пятичленное строение (рис. 1/Г, Е, Ж). Но нижняя циклопачка представлена граувакками с глыбовыми конгломератами из доломитов и известняков на руч.Плетняжном (рис.1/Ж) и среднегалечными хорошо обработанными конгломератами, состоящими из продуктов размыва древних, метаморфических и эффузивных пород на Нижнеколбинском участке. (рис. 1/Е). Изменения претерпевает и пятая циклопачка, особенно в районе пос. Бол.Унгут и устьевой части р.Жержул (рис.1/Г). Здесь она почти нацело сложена черными известняками, с единичными водорослями *Eriphyton scapulum* Korde, *E. fruticosum* Korde, *Proaulopora rarissima* Vol., *Girvanella problematica* Nich. et Eth., *Tubophyllum victori* Krasnop в верхней части, тонкопереслаивающимися с зелеными аргиллитами. В кровле циклопачки обособляется 30-метровый слой алевролитов и аргиллитов.

Выше развиты массивные, преимущественно светлые, водорослевые известняки унгутской свиты. Состав водорослевых форм в них резко обогащается: *Eriphyton scapulum* Korde, *E. fruticosum* Korde, *E. frondosum* Korde, *E. satiatum* Korde, *E. celsum* Korde, *E. plumosum* Korde, *Girvanella problematica* Nich. et Eth., *Proaulopora glabra* Krasnop., *P. rarissima* Vol., *Tubophyllum victori* Krasnop., *Renalcis* sp.

Очень важным моментом для корреляции является появление здесь в базальной части пятой циклопачки слоя известнякового конгломерата в граувакковом цементе.

Прослеживая этот слой, а также базальный слой нижней циклопачки через переходные от жистыкской к анастасьинской свите разрезы в верхнем течении р.Жержул, удастся установить латеральные взаимоотношения между свитами и характер фациальных изменений (рис. 1/Г, Д, Ж, З, И).

Анастасьинская свита [13] в районе стратотипа на р.Колбе у пос.Анастасьино имеет следующее строение (рис. 1/Л) [12]. Нижняя терригенная пачка (370 м) представлена граувакками с флишевым строением жистыкского типа, со слоем конгломерато-брекчий из доломитов и известняков в основании.

Вторая пачка (240 м) сложена в основном черными плитчатыми известняками с микрофитолитами *Osagia tenuilamellata*

Reitl. *Ambigolumellatus horridus* Z. Zhur., *Radiosus* sp. *Vesicula rites* sp. [16].

Третья «ритмичная» пачка (450 м) отличается тонким переслаиванием алевролитов, аргиллитов и известняков, среди которых выделяются пакеты черных известняков (5-30 м) или обособляются пласты песчаников. В известняках встречены единичные известьвыделяющие водоросли *Renalcis gelatinosum* Korde и *Epiphyton* sp. Четвертая пачка (210 м)—это толсто- и среднеплитчатые темносерые известняки. Верхняя пачка (350 м) представляет собой переслаивание пластов серых известняков и пакеты зеленых аргиллитов. В известняках обнаружены микрофитолиты: *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *N. parvis* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *Osagia kuvaica* Yaksch.

богатый комплекс известьвыделяющих водорослей: *Epiphyton furcatum* Korde, *E. iruticosum* Korde, *E. simplex* Korde, *E. scapulum* Korde, *E. durum* Korde, *Proaulopora rarissima* Vol., *Jirvanellacea*.

Водоросли являются породообразующими для массивных известняков. Выше по разрезу развиты унгутские светлые массивные водорослевые известняки, образовавшиеся при участии известьвыделяющих водорослей того же систематического состава.

При картировании анастасьинской свиты на запад, в верховья р. Жержул и его левого притока руч. Россыпного, последовательность пачек в разрезах сохраняется, но в составе «ритмичной» пачки на определенных уровнях увеличивается количество граувакковых песчаников. Они обособляются в самостоятельные слои, верхний из которых (в 250 м от кровли пачки) постепенно превращается в конгломерат с известняковыми обломками в граувакковом цементе. Этот слой прослеживается на север в центральную часть Жержульской зоны, где он фиксирует основание пятой циклопачки жистыкской свиты (рис. 1/Д-К).

В этом направлении в четвертой и пятой пачках постепенно увеличивается количество обломочных сингенетичных брекчий подводнооползневой природы. На правом берегу руч. Россыпного, в 4 км от устья обе пачки становятся практически неотличимы друг от друга (рис. 1/3-Л). Но если в известняках уровня четвертой пачки известьвыделяющие водоросли *Epiphyton frondosum* Korde, *Proaulopora* sp., *Girvanella problematica* Nich. et Eth., *Renalcis* sp. образуют мелкие (1-5 см) биогермные скопления, то с уровня пятой пачки обогащается их набор:

Epiphyton induratum Korde, *E. scapulum* Korde, *E. durum* Korde, *Girvanella problematica* Nich. et Eth., *Proaulopora rarissima* Vol., *Botomaella zelenovi* Korde.

Водоросли становятся пороодообразующими. Таким образом, учитывая идентичность форм низов унгутской свиты в западных разрезах и пятой пачки анастасьинской свиты в восточных разрезах Жержульской зоны, а также достаточную четкость рубежа их массового появления с этого уровня, объему пятой циклопачки жистыкской свиты на западе будет соответствовать верхняя (250 м) часть третьей пачки и четвертая пачка анастасьинской свиты на востоке (рис. 1/А-Л).

Правильность этого вывода подтверждают и находки хиолителминтов из четвертой пачки анастасьинской и пятой циклопачки жистыкской свит: *Hyolithelminthes* sp., *Hyolithellus* ex gr. *tenuis* Miss., *Anabarites trisulcatus* Miss., *Anabarites* sp. у пос. Анастасьино; *Cambrotubulus* sp., *Hyolithelminthes* fam. gen. sp. indet., *Hyolithellus* sp.

в верховьях руч.Массальского; *Hyolithellus* ex. gr. *tenuis* Miss. на р.Базаихе. Они характерны для немакит-далдынского горизонта севера Сибирской платформы [6].

Непосредственного замещения второй «известняковой» пачки анастасьинской свиты наблюдать не удастся, но повышенное содержание карбонатных пород во второй циклопачке жистыкской свиты дает возможность предполагать соответствие ее именно этому уровню. Тем более, что она подстилается типично «жистыкской» нижней пачкой, отвечающей, судя по базальному маркирующему слою, по крайней мере, нижней циклопачке жистыкской свиты (рис. 1/А-Л).

Такая корреляция нижних частей обеих свит подтверждается данными по микрофоссилиям. В верхах первой циклопачки жистыкской свиты и в средней части первой пачки анастасьинской свиты во многих удаленных друг от друга разрезах наблюдается смена первого комплекса микрофоссилий вторым, для которого характерны: *Micrhystridium perlevum* Pjat., *M. sp.*, *M. comosum* Pjat., *Granomarginata prima* Naum., *Leiomarginata simplex* Naum., *L. simplex* Naum. var. *manica* Pjat., *Leosphaeridia magda* Pjat., *Origmatosphaeridium rubiginosum* (Andr.) [10].

Исходя из фациального замещения граувакковых отложений жистыкской свиты терригенно-карбонатными анастасьинскими, можно предполагать, что юго-восточный фланг Жержульской зоны был наиболее удален от области активного проявления

мутевых потоков, которые транспортировали с северо-запада, видимо, со склонов развивающихся кордильер, обломочный материал. Но характер строения анастасьинской свиты, особенно, «ритмичной» пачки, свидетельствует о том, что сюда же доходил обломочный, преимущественно тонкий материал, образуя пласты или прослои контуритов [17] среди известняков.

В восточной части Манского прогиба, в Солбинской структурно-фациальной зоне, на отложениях ангалойского горизонта залегает ангульская свита [13] (рис. 1/Н), мощностью порядка 800 м, со слоем конгломератов в основании. Свита сложена светлыми зеленоватыми и красноватыми кварцевыми песчаниками с хорошо сортированным и обработанным материалом среднекрупнозернистой песчаной размерности, типичными для аргилитов. Пласты песчаников мощностью 0,3-2,5 м с прекрасно выраженной крупной косою слойчатостью, со знаками ряби течения, образуют пласты до 10 м, расслоенные тонкими красными аргиллитами. Все это свидетельствует о мелководности бассейна в этой зоне с широко развитыми здесь прибрежными донными течениями, отмывавшими и сортировавшими осадок и перемещавшими обломочный материал в основном с юга и юго-востока. Этот материал поступал в бассейн с обрамляющих Солбинскую зону поднятий, сложенных древними протерозойскими образованиями.

Корреляция отложений ангульской и анастасьинской свит, перекрывающих ангалойский горизонт в смежных Солбинской и Жержульской зонах, проводится в переходном разрезе района лога Горюнова и р.Мал.Кувай в 1,5 км к югу от д.Спирино. Здесь в полном объеме выделяются вторая, третья, четвертая и пятая пачки анастасьинской свиты (рис. 1/М). Нижняя же пачка представлена не граувакками, а кварцевыми песчаниками, переслаивающимися в верхних 180 м с серыми известняками. В основании пачки обособляется слой конгломератов с галькой кувайских эффузивов и древних магматических и метаморфических пород. Он залегает на ангалойских карбонатных отложениях.

Терригенные породы, особенно, песчаники и алевролиты третьей «ритмичной» пачки также имеют кварцевый состав, т.е. в этом разрезе намечается тенденция замещения анастасьинских отложений ангульскими кварцевыми песчаниками Солбинской структурно-фациальной зоны, по крайней мере, в объеме трех нижних пачек.

Таким образом, отложения ангульской, анастасьинской и жистыкской свит образуют фациальный ряд, который можно объединить в корреляционный горизонт, сохранив за ним название анастасьинский (рис. 1/А-Н).

Необходимо особо остановиться на верхней границе этого горизонта. В северо-западном фланге и центральной части Жержульской зоны она проводится по основанию унгутской свиты, т.е. по массивным светлым известнякам, в которых впервые в массовом количестве развиты разнообразные известковые водоросли и другие палеонтологические остатки (рис. 1/А-Г).

В юго-восточном направлении количество светлых массивных известняков постепенно уменьшается за счет увеличения темных разностей, но сохраняется обилие разнообразных форм водорослей (рис. 1/Д-И).

В юго-восточном фланге Жержульской зоны этот водорослевый уровень проходит уже внутри анастасьинской свиты, примерно, с подошвы пятой пачки (рис. 1/К, Л). В Солбинской зоне водоросли исчезают, но положение этого уровня (т.е. верхней границы горизонта) можно устанавливать внутри известняковой толщи, объем которой соответствует объему унгутской свиты, пятой и четвертой пачкам анастасьинской свиты, относительно кровли ангульской свиты (рис. 1/М, Н).

Возраст анастасьинского горизонта основывается на данных по микрофитолитам и микрофоссилиям. Так, для нижней части первой циклопачки и ее аналогов характерны еще микрофоссилии первого комплекса Манского прогиба: *Leiosphaeridia effusa* (Schep.), *L. minor* (Schep.), *L. densa* (Tim.), *Trachysphaeridium asaphum* (Tim.), *T. partialum* (Schep.), *T. magnum* (Tim.), *Nucellosphaeridium minutum* Tim. [10].

Они широко развиты в рифейских отложениях Иркутского амфитеатра. Из микрофитолитов встречаются такие верхнерифейские формы, как *Vesicularites enigmatus* Zabr., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur. [16].

В остальной части горизонта характерны типичные для юдомских (вендских) отложений обрамления Сибирской платформе формы микрофоссилий родов *Leiomarginata* Naum., *Grano-marginata* Naum., *Micrhystridium* Defl. [10], а также микрофитолиты *Osagia monolamellosa* Z. Zhur., *O. tenuilamellosa* Reitl., *O. aff. grandis* Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reitl., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *N. catagraphus* Z. Zhur., *N. punctatus* Reitl., *N. parvus* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *V. tortuosus* Reitl., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Ambigolamellosus horridus* Z. Zhur. *Medullarites* sp. [16].

Таким образом, в изученной части Манского прогиба в верхнем докембрии представляется возможным выделение двух корреляционных стратиграфических подразделений—ангалойского

и анастасьинского горизонтов. Необходимость в их установлении связана с определением стратиграфического положения и взаимоотношения между собой свитных подразделений, которые являются основными стратиграфическими единицами в отдельных структурно-фациальных зонах или их частях и отражают определенные историко-геологические события палеотектоники и осадконакопления в этих зонах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения Л.-М., Гостоптехиздат, 1948, 216 с.
2. Вассоевич Н.Б., Коротков С.Т. К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе. М., Л., 1935, 46 с. (Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та, серия А, вып.52).
3. Гибшер А.С. О флише Манского прогиба (Восточный Саян). «Геология и геофизика», 1976, № 4, с.30-38.
4. Гибшер А.С. Оползневые образования оселковой серии Присяня. «Геология и геофизика», 1977, № 1, с.118-122.
5. Конников А.З., Маньковский В.К. К стратиграфии древних отложений Восточного Саяна в связи с проблемой выделения и расчленения позднего докембрия.—В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири. Л., 1964, с.73-88. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. т.97).
6. Мешкова Н.П., Николаева И.В., Куликов Ю.П., Журавлева И.Т., Лучинина В.А., Мусатов Д.И., Сидорас С.Д. Стратиграфия пограничных отложений докембрия и кембрия севера Анабарского поднятия.—В кн.: Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, «Наука», 1976, с.3-22. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.296).
7. Мусатов Д.И. Некоторые основные вопросы стратиграфии и тектонической истории Саяно-Енисейской складчатой области. Красноярск, 1966, 114 с.
8. Предтеченский А.А. Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. Новосибирск, «Наука», 1967, 154 с.
9. Проект стратиграфического кодекса СССР. Ленинград, 1970, 56 с.
10. Пятилетов В.Г. Биостратиграфия и микрофосиллии верхнего докембрия и нижнего кембрия юго-восточной части Манского прогиба (Восточный Саян). Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1977, 22 с.
11. Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск, «Наука», 1976, 269 с.
12. Хоментовский В.В., Гибшер А.С. Новые данные по стратиграфии нижнего кембрия восточной части Манского прогиба.—В кн.: Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1973, с.160-177. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 49).
13. Хоментовский В.В., Семихатов М.А., Репина Л.Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна.—В кн.: Региональная стратиграфия СССР. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1960, с.5-170.

14. Хоментовский В.В., Шенфильд В.Ю., Гибшер А.С., Якшин М.С., Бутаков Е.П., Пятилетов В.Г. О фациальных изменениях отложений лейбинской и крольской свит нижнего кембрия в бассейне рр. Солбии, Колбы и Жержула (Манский прогиб, Восточный Саян).—В кн.: Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, «Наука», 1976, с.95-102. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 296).

15. Шенфильд В.Ю., Гибшер А.С., Якшин М.С., Бутаков Е.П., Пятилетов В.Г. Структурно-фациальные зоны верхнекембрийских-нижнекембрийских отложений юго-восточной части Манского прогиба (Восточный Саян).—В кн.: Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР, Новосибирск, «Наука», 1976, с. 77-94. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.296).

16. Якшин М.С. Микрофитолиды Манского прогиба.—В кн.: Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, 1976, с.193-196, «Наука». (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 296).

17. Bouma A.H. Fossil contourites in Lower Niesenflysch, Switzerland.—«Journal of Sedimentary Petrology», 1972, vol. 42, N 4, p.917-921.

НОВЫЕ НАХОДКИ КЕМБРИЙСКИХ ГРАПТОЛИТОВ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Впервые в мире находки граптолитов в кембрийских толщах были сделаны в начале этого века в Австралии [5, 6, 7, 9]. Их находили также в кембрийских породах и в Северной Америке [3, 10, 11]. На территории СССР кембрийские граптолиты найдены пока только на Сибирской платформе в конце 50-х начале 60-х годов [1, 2, 8]. К настоящему времени известны представители почти 30 родов граптолитов, встречающихся в кембрийских отложениях на Сибирской платформе, в Австралии, Северной Америке и найденные недавно в Испании [12]. Обобщая опыт исследователей, занимавшихся вопросами систематики этих граптолитов [1, 2, 4, 8], таксономическую иерархию их родов можно представить в следующем виде:

Подтип	Graptolithina Bronn, 1846
Класс	Stereostolonata Obut, 1957
Отряд	Dithecoidea Obut, 1964
Семейство	Dithecodendridae Obut, 1964
Род	Dithecodendrum Obut, 1964
Род	Siberiodendrum Obut, 1964
Род ?	Tarnagraptus Sdzuy, 1974
Род ?	Sotograptus Sdzuy, 1974
Род ?	Ovetograptus Sdzuy, 1974
Семейство	Siberiograptidae Obut, 1964
Род	Siberiograptus Obut, 1964
Род	Aellograptus Obut, 1964
Род ?	Cactograptus Ruedemann, 1908
Семейство	Chaunograptidae Bulman, 1955
Род	Chaunograptus Hall, 1888
Род	Haplograptus Ruedemann, 1933
Семейство	Bulmanodendridae Obut, 1974
Род	Bulmanodendrum Obut, 1974
Семейство	Ptilograptidae Hopkinson, 1875
Род	Ptilograptus Hall, 1865
Отряд	Dendroidae Nicholson, 1872
Семейство	Dendrograptidae Roemer (in Frech), 1897
Род	Dendrograptus Hall, 1858
Род	Callograptus Hall, 1865
Род	Aspidograptus Bulman, 1934

Род	<i>Dictyonema</i> Hall, 1851
Семейство	<i>Acanthograptidae</i> Bulman, 1938
Род	<i>Acanthograptus</i> Spencer, 1884
Род	<i>Thallograptus</i> Ruedemann, 1925
Род	<i>Archaeodictyota</i> Obut et Sobolevskaya, 1967
Отряд	<i>Archaeodendrida</i> Obut, 1974
Семейство	<i>Archaeodendridae</i> Obut, 1974
Род	<i>Archaeodendrum</i> Obut, 1974
Род	<i>Archaeolafoea</i> Chapman, 1919
Отряд	<i>Inocaulida</i> Boucek, 1957
Семейство	<i>Inocaulidae</i> Ruedemann, 1947
Род	<i>Inocaulis</i> Hall, 1851
Отряд	<i>Tubeidea</i> Kozlowski, 1938
Семейство	<i>Idiotubidae</i> Kozlowski, 1938
Род	<i>Fasciculitubus</i> Obut et Sobolevskaya, 1967
Семейство	<i>Mastigograptidae</i> Obut et Sobolevskaya, 1967
Род	<i>Mastigograptus</i> Ruedemann, 1908
	Рода неясного систематического положения
Род	<i>Sphenocium</i> Chapman et Thomas, 1936
Род	<i>Archaeocriptelaria</i> Chapman, 1919
Род	<i>Protohalecium</i> Chapman et Thomas, 1936
Род	<i>Conograptus</i> Ruedemann, 1947



Рис.1. Местонахождение кембрийских граптолитов.

В 1976 г. геолог ЯТГУ Мингео РСФСР И.П.Попов обнаружил на р.Салке (рис.1) новые местонахождения кембрийских граптолитов в глинистых известняках мархинской и моркокинской свит. В этом районе мархинская свита имеет мощность 180-190 метров и представлена известняками, глинистыми и алевритистыми известняками, доломитами глинистыми и алевритистыми. Встречаются прослой и линзы плоскогалечных конгломератов с гальками известняков и доломитов. Породы тонко-, среднеплитчатые, реже массивные. Цвет серый, зеленовато-серый, с прослоями буровато-красных и вишневых оттенков. Вышележащая морко-

кинская свита складывается из двух частей общей мощностью 170 метров. Нижняя часть представлена известняками и глинистыми доломитами с прослоями мергелей, водорослевых известняков и плоско галечных конгломератов. Цвет пород пестроокрашенный зеленовато- и желтовато-серый. В верхней части моркокинской свиты присутствуют известняки и алевролитистые доломиты массивные, местами оолитовые с редкой рассеянной галькой. Породы светло-серые, желтовато- и зеленовато-серые. Мархинская и моркокинская свиты, совместно с лежащей стратиграфически ниже чукунской свитой мощностью 110 метров, по различным группам найденных в них палеонтологических остатков относятся к верхнему кембрию.

На правом берегу р.Салки, между устьями рек Левая Салка и Дегели, примерно в 30 метрах ниже кровли мархинской свиты (точка 61/7А) в зеленовато-серых глинистых известняках встречены остатки граптолитов плохой сохранности. На левом берегу р. Салки, ниже слияния рек Левая Салка и Правая Салка, примерно в 25 метрах ниже кровли мархинской свиты (точка 59/4) в зеленовато-серых глинистых известняках обнаружены органические остатки неясного систематического положения, возможно, являющиеся мелкими разрозненными обломками граптолитов. В 20 метрах ниже кровли мархинской свиты, на левом берегу р. Правая Салка, выше ее слияния с р.Левая Салка (точка 57/1А), в зеленовато-серых глинистых известняках определено 2 экземпляра *Mastigograptus* sp. indet. На правом берегу р.Салки, ниже впадения в нее р.Дегели, в самых верхах мархинской свиты (точка 13183/3) в зеленовато-серых глинистых известняках встречено 6 экземпляров *Mastigograptus* sp. indet., а при растворении пород из этой точки получено около 50 экземпляров *Sactograptus* sp. и 3 экземпляра *Mastigograptus* sp. indet. На этом же стратиграфическом уровне в точке 13186/2 в этом же районе на правом берегу р.Салки в зеленовато-серых глинистых известняках определено 9 экземпляров *Harlograptus* sp. indet. и 3 экземпляра *Dithecodendridae* Obut. В моркокинской свите граптолиты найдены в 20-25 метрах от основания свиты на левом берегу р.Салки, в районе между устьями рек Левая Салка и Дегели (точка 13207), в зеленовато-серых глинистых известняках. Здесь удалось определить 5 экземпляров *Mastigograptus* sp. indet.

К настоящему времени кембрийские толщи на Сибирской платформе охарактеризованы 17 видами граптолитов, среди которых два определены в открытой номенклатуре, а остальные являются эндемиками, более нигде не встреченными. Они относятся к 15 родам, 8 из которых эндемики:

Dithecodendrum Obut, Siberiodendrum Obut, Siberiograptus Obut, Aellograptus Obut, Archaeodictyota Obut et Sobolevskaya, Fasciculitubus Obut et Sobolevskaya, Archaeodendrum Obut, Bulmanodendrum Obut; 5 родов из Северной Америки Cactograptus Ruedemann, Haplograptus Ruedemann, Ptilograptus Hall, Callograptus Hall, Mastigograptus Ruedemann; 1 род из Австралии Archaeolafoe Chapman

и 1 род, выделенный в Англии на ордовикском материале: *Aspidograptus Bulman* (кембрийские представители рода имеются только на Сибирской платформе и в Северной Америке).

В кембрии Австралии известны 25 видов граптолитов, среди которых 3 определены в открытой номенклатуре, 14—эндемики и 8 северо-американских видов. Они относятся к 11 родам, 3 из которых—эндемики: *Archaeocriptelaria Chapman*, *Sphenocium Chapman et Thomas*, *Protohalecium Chapman et Thomas*; 7 родов из Северной Америки *Dendrograptus Hall*, *Dictyonema Hall*, *Chaunograptus Hall*, *Cactograptus Ruedemann*, *Acanthograptus Spencer*, *Thallograptus Ruedemann*, *Mastigograptus Ruedemann*; а один род определен и в кембрии Сибирской платформы: *Archaeolafoe Chapman*.

Кембрии Северной Америки охарактеризован 18 эндемичными видами граптолитов. Известные в кембрии Австралии 7 северо-американских видов были выделены американскими исследователями на ордовикском или силурийском материалах, а в кембрии Северной Америки пока не обнаружены. Все 18 видов—эндемиков относятся к 10 родам; 2 рода—эндемики (для кембрия): *Inopcaulis Hall*, *Conograptus Ruedemann*; 2 рода обнаружены в кембрии Сибирской платформы: *Callograptus Hall*, *Haplograptus Ruedemann*; 4 рода встречаются в кембрии Австралии: *Dendrograptus Hall*, *Dictyonema Hall*, *Chaunograptus Hall*, *Acanthograptus Spencer*; 1 род известен в кембрии Сибирской платформы и Австралии:

а род *Mastigograptus Rudemann*; *Aspidograptus Bulman*, выделенный в Англии на ордовикском материале, встречается в кембрии как Северной Америки, так и Сибирской платформы. Кроме того, имеются северо-американские рода, встречающиеся в кембрии Сибирской платформы и Австралии, которые в кембрии Северной Америки пока не обнаружены. Род *Cactograptus Ruedemann*, выделенный на северо-американском силурийском материале, обнаружен в кембрии на Сибирской платформе и в Австралии, род *Ptilograptus Hall*, выделенный на северо-американском ордовикском материале, найден в кембрии Сибирской

платформы, а род *Thallograptus* Ruedemann, выделенный на северо-американском ордовикском материале, обнаружен в кембрии Австралии.

В кембрии Испании известно 11 видов граптолитов, 4 из которых определены в открытой номенклатуре, а 7 являются эндемиками. Эти виды относятся к 4 родам, 3 из которых—эндемики: *Tarnagraptus* Sdzuy, *Sotograptus* Sdzuy, *Ovetograptus* Sdzuy; а род *Archaeolafoea* Chapman, выделенный на кембрийском материале Австралии, известен и в кембрии Сибирской платформы.

Как видно из приведенного анализа родового и видового состава кембрийских граптолитов Сибирской платформы, Австралии, Северной Америки и Испании, им была свойственна высокая степень эндемизма. Этот эндемизм может быть объяснен тем, что все кембрийские граптолиты относятся к классу *Stereostolonata* Obut, большинство представителей которого, вероятно, вели исключительно прикрепленный образ жизни. Однако изучение материала также показало, что при наличии эндемизма родового и видового состава кембрийских граптолитов Сибирской платформы, Австралии, Северной Америки и Испании все же существовали связи между сообществами граптолитов, живших в то время в морских бассейнах, располагавшихся на территориях этих регионов. Так, на связь сообществ кембрийских граптолитов с Сибирской платформы и из Австралии и Испании указывают сибирский вид австралийского рода *Archaeolafoe* Chapman, известного и из Испании— *Archaeolafoe olenekensis* Obut и присутствие рода *Cactograptus* Ruedemann в кембрии Сибирской платформы и Австралии.

Связь сообществ кембрийских граптолитов с Сибирской платформы и из Северной Америки подтверждается находками на Сибирской платформе северо-американского рода *Haplograptus* Ruedeman, а также сибирских видов северо-американских родов: *Callograptus* Hall—*Callograptus rosovae* Obut et Sobolevskaya, *Ptilograptus* Hall—*Ptilograptus sibiricus* Obut et Sobolevskaya, *Mastigograptus* Ruedemann—*Mastigograptus orientalis* Obut.

На связь сообществ кембрийских граптолитов из Австралии и Северной Америки указывают находки северо-американских видов в Австралии:

Mastigograptus tenuiramosus(Walcott), *Mastigograptus circinalis* (Ruedemann), *Mastigograptus arundinaceus*(Hall), *Mastigograptus simplex*(Walcott), *Chaunograptus gemmatus* Ruedemann, *Thallograptus* cf. *succulentus*(Ruedemann), *Cactograptus crassus* Ruedema (некоторые из них выделены на ордовикском или силурийском материалах) и австралийского вида американского рода:

Acanthograptus Spencer—*Acanthograptus candelabrum* Chapman et Thomas.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1) Центр возникновения граптолитов как обособленной группы животных, относящихся к самостоятельному подтипу *Graptolithina* Bronn, находился на Сибирской платформе. Именно здесь обнаружены древнейшие из известных в настоящее время по всему миру граптолитов. Они найдены в отложениях, датированных средним кембрием, стратиграфически ниже трилобитовой зоны *L.laevigata*-*M.mirabilis* [1, 8].

2) В позднем кембрии, наряду с продолжавшими развиваться сибирским и испанским сообществами, возникли австралийское и северо-американское сообщества граптолитов.

3) Наиболее представительными в таксономическом отношении были сибирское и австралийское кембрийские граптолитовые сообщества.

4) Северо-американское кембрийское граптолитовое сообщество, судя по имеющемуся в нем набору граптолитов, занимало промежуточное местоположение между сибирским и австралийским сообществами, и именно через северо-американское море в позднем кембрии осуществлялась, хотя и незначительная, миграция граптолитов между сибирским и австралийским морями.

Автор считает необходимым поблагодарить И.П.Попова за присланные граптолиты с соответствующими стратиграфическими данными и выразить признательность профессору А.М.Обуту, просмотревшему рукопись статьи и сделавшему ряд полезных замечаний.

ЛИТЕРАТУРА

1. Обут А.М. Отдел «Гемихордовые».—В кн.: Основы палеонтологии. Иглокожие, гемихордовые. М., «Недра», 1964, с.279-337.

2. Обут А.М., Соболевская Р.Ф. Некоторые стереостолонаты позднего кембрия и ордовика Норильского района.—В кн.: Новые данные по биостратиграфии нижнего палеозоя Сибирской платформы. М., «Наука», 1967, с. 45-64.

3. Berry W.B.N., Norford B.S. Early Late Cambrian Dendroid Graptolites from Northern Yukon.—«Bull. Geol. Surv. Canada», 1976, vol. 256, paper 5, pp. 1-12

Graptolites from Northern Yukon.—«Bull. Geol. Canada», 1976, vol. 256, paper 5, pp. 1-12.

4. Bulman O.M.B. Treatise on invertebrate paleontology, part Vee (revised), Graptolithina. Boulder, Colo, Geol. Soc. Amer. and Univ. Kans., 1970, XXXII, v. 163 pp.

5. Chapman F. The Heathcote Fauna.—«Rec. Geol. Surv. Victoria», 1917, vol. IV, pt.1, pp. 89-102.

6. Chapman F. New or Little-known Victorian Fossils in the National.—In.: Museum. Proc. Roy. Soc. Victoria, 1919, vol. 31, pt. 11, pp.388-393.
7. Chapman F., Thomas D.E. The Cambrian Hydroida of the Heathcote and Menageeta Districts.—In.: Proc. Roy. Soc. Victoria, 1936, vol. 48, pt. 11, pp. 193-212.
8. Obut A.M. New Graptolites from the Middle Cambrian of the Siberian Platform.—In.: Graptolite Studies in Honour of O.M.B.Bulman. Spec. Papers in Palaeontol. London, 1974, vol. 13, pp.9-13.
9. Quilty P. Cambrian and Ordovician Dendroids and Hydroids of Tasmania.—«Journ. Geol. Soc. Australia», 1971, vol.17, N 2, pp. 171-189.
10. Ruedemann R. Graptolites of New York, part 2. New York State Education Department, Albany, 1908, 583 pp.
11. Ruedemann R. Graptolites of North America.—«Quart. Geol. Soc. Amer», 1947, mem. 19, 652 pp.
12. Sdzuy K. Mittelkambrische Graptolithen aus NW-Spanien.—«Paläontol. Z.», 1974. band 48, N 1/2, S.S. 110-139.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СИСТЕМАТИКЕ И УСЛОВИЯМ
СУЩЕСТВОВАНИЯ СИЛУРИЙСКИХ ГАСТРОПОД
СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
(БАССЕЙН Р. МОЙЕРО)**

В течение последних 20 лет, в связи с задачей расширения сырьевой базы на территории Сибирской платформы, значительно возросла изученность силурийских отложений. За эти годы для силура Сибирской платформы создана и постоянно усовершенствуется стратиграфическая схема [3, 4, 6]. В настоящее время большим коллективом специалистов при участии автора подготовлено обоснование новой схемы, базирующейся на комплексных литолого-палеонтологических исследованиях, в том числе на исследовании слабо изученных ранее группах фауны, к которым относятся и гастроподы [7]. Настоящая статья дополняет последнее исследование, освещая вопросы систематики, тафономии и экологии брюхоногих моллюсков стратотипического района платформы.

Первое монографическое описание гастропод из силурийских отложений Сибирской платформы было дано В.А.Востоковой [2]. Ею описаны представители 12 видов, принадлежащие 10 родам. Комплекс состоит из двух видов: *Bucanopsis squamosus* Lindström и *Bellerophon sibiricus* Vostokova, шести видов, описанных в открытой номенклатуре, и четырех видов, для которых установлена родовая принадлежность. С территории бассейна р.Мойеро В.А.Востоковой выделено четыре вида, включающие впервые установленный на местном материале *Bellerophon sibiricus* Vostokova; *Euomphalopterus* aff. *alatus* subcarinata (Lindström), *Lophospira* sp. и *Cyclonema* sp.

Исследования силурийских отложений р.Мойеро, проведенные в 1974 году показали, что гастроподы прослеживаются по всему разрезу и нередко являются доминирующими в ориктоценозах. Собранный материал позволил значительно расширить представление о комплексе силурийских гастропод как разреза бассейна р.Мойеро, так и Сибирской платформы в целом.

Однако, как правило, силурийские гастроподы представлены плохо сохранившимися раковинами, лишенными скульптуры, затрудняющими выявление морфологических признаков. Нередко приходится иметь дело с фрагментами раковин. В силу изложенного, гастроподы силура за редким исключением описаны в открытой номенклатуре и многие из них определены лишь до

рода. К сожалению, остались неизученными колпачковые гастроподы.

Из силурийских отложений бассейна р. Мойеро изучены представители 31 вида, принадлежащие 16 родам и 11 семействам, причем 12 видов установлены автором впервые.

СИСТЕМА		С и л у р и й с к а я				
О т д е л		Н и ж н и й				В е р х н и й
Р О Д Ы	ярус	пландоверский		венлокский		лудловский
	подъярус	средний	верхний	нижний	верхний	
	Bellerophon	●	●			
	Cymbularia	○				
	Lophospira	●	●	●	○	○
	Eotomaria	○				
	Pararaphistoma	○	●			
	Helicotoma	●				
	Ophileta			●	○	
	Straparollus	●	○	●	●	○
	Trochonema				●	
	Holopea	●	●			
	Platyostoma	●				
	Murchisonia	○	●			
	Normotoma	○	●	○	●	
	Turritoma		○			
	Loxonema		○			
	Fusispira	○				

○ 1 ● 2 ● 3

Рис.1. Родовой состав и полуколичественная характеристика силурийских гастропод бассейна р. Мойеро.

1—гастроподы встречаются единично; 2—гастроподы малочисленные; 3—гастроподы многочисленные и изобильные.

В силурийском разрезе р.Мойеро выявлены представители следующих таксонов: Bellerophontidae (роды Bellerophon, Cymbularia), Pleurotomariidae (роды Lophospira, Eotomaria), Raphistomatidae (род Pararaphistoma), Helicotomatidae (роды Helicotoma, Ophileta), Euomphalidae (род Straparollus), Trochonematidae (роды Trochonema, Holoepa), Platyceratidae (род Platystoma), Murchisoniidae (род Murchisonia), Hormotomidae (роды Hormotoma, Turritoma), Loxonematidae (род Loxonema), Subulitidae (род Fusispira) (рис. 1).

При тафономических исследованиях обращалось внимание в первую очередь на тип и природу захоронения остатков гастропод, ориентировку раковин, их сохранность, размеры и ассоциации с другими организмами. Для полуколичественной характеристики использовались следующие три градации: 1—единичные гастроподы (1-5 экз.), 2—малочисленные гастроподы (6-10 экз.), 3—многочисленные и изобильные гастроподы (десятки и сотни экз.).

На исследованной территории по частоте встречаемости силурийских гастропод в определенном типе породы нами выделено три группы этих моллюсков, которые приурочены к различным фациям (рис.2).

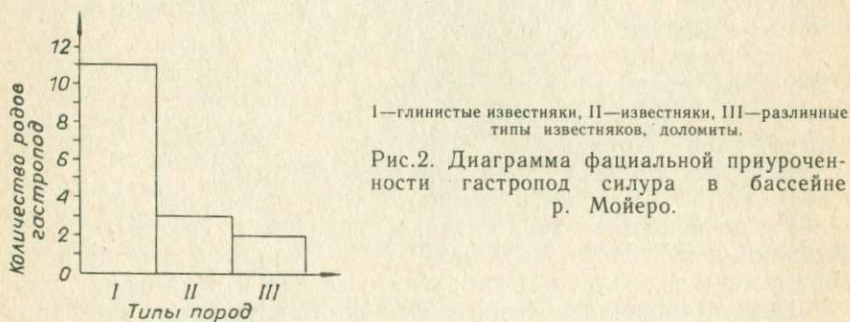


Рис.2. Диаграмма фациальной приуроченности гастропод силура в бассейне р. Мойеро.

Как видно из этой диаграммы, наибольшее количество родов брюхоногих моллюсков силура в бассейне р.Мойеро связано с глинистыми известняками. К последним приурочено одиннадцать родов гастропод: Bellerophon, Cymbularia, Lophospira, Eotomaria, Pararaphistoma, Helicotoma, Holoepa, Platystoma, Turritoma, Loxonema, Fusispira.

В известняках встречены роды *Ophileta* и *Trochonema*, а в различных типах известняков и доломитах — роды *Straparollus*, *Murchisonia*, *Hormotoma*.

По морфологическим особенностям изученные гастроподы можно подразделить на две группы. В состав первой группы входят следующие гастроподы:

а) с расширенным основанием и вертикальной осью спирали относительно поверхности дна. Как правило, они обладали низкокониическими или дискоидальными раковинами. Среди этой группы выделяются гастроподы с широким пупком и не имеющие пупка или с очень маленьким пупком. К первым относятся представители следующих родов: *Pararaphistoma*, *Helicotoma*, *Ophileta*, *Straparollus*, *Trochonema*; ко вторым — *Eotomatia*, *Holopea*, *Platyostoma*, а также два вида *Lophospira* aff. *medialis* Ulrich et Scof. и *L. perangulata* prima Kurushin subsp. nov.

Все они главным образом приурочены к глинистым известнякам.

б) с расширенным основанием при горизонтальной оси спирали также относительно поверхности дна. Они имели раковину с устьем, ориентированным в плоскости основания и горизонтальным положением оси спирали. Эти гастроподы обладали рупоровидными раковинами, основанием которых служило расширенное устье. К ним принадлежат два рода *Bellerophon* и *Cymbulagia*, обнаруженные в глинистых известняках.

Для раковин второй группы характерно наличие большого количества оборотов при сравнительно нешироком основании и вертикальной оси спирали. К ней относятся следующие роды: *Murchisonia*, *Hormotoma*, *Turritoma*, *Loxonema*, *Fusispira* и один вид *Lophospira* aff. *augustina* (Billings).

Как видно из диаграммы, раковины выше названных представителей гастропод связаны главным образом с глинистыми известняками и только некоторые (*Murchisonia* и *Hormotoma*) обнаружены в различных типах известняков и доломитах.

Вывод о фациальной приуроченности силурийских гастропод подтверждается данными И.П.Бутусовой [1] по гастроподам девона. Как отмечает И.П.Бутусова: «В отложениях среднего девона гастроподы обильны и разнообразны по видовому составу. Здесь в основании среднего девона в глинистых известняках салаирского горизонта встречены многочисленные представители ... В рифогенных баскусских известняках низов среднего девона встречены единичные представители видов ...»

Среди силурийских гастропод выделяется ряд видов, характерных для узких стратиграфических интервалов и приуроченных к определенным фациям. Так, Н.Ф.Соол [5] отмечает, что «они

чувствительны к воздействию окружающей среды ... морские двустворчатые и брюхоногие являлись главным образом мелко-водными обитателями шельфов».

Непосредственные наблюдения над распределением и ориентировкой раковин на поверхности пластов пород позволили выявить типы захоронений гастропод в силурийском море изученного района. Так, для раковин рода *Murchisonia* и *Normotoma* в раннесилурийскую эпоху на исследованной территории выделяется, как правило, аллохтонный тип захоронения. Об этом свидетельствуют ракушняковые линзовидные скопления, в которых особи располагались осями, ориентированными в одном направлении, раковины и их устья часто обломаны. В этом типе захоронения в том же направлении ориентированы и веточки мшанок.

Представители следующих родов: *Bellerophon*, *Lophospira*, *Helicotoma*, *Ophileta*, *Trochonema*, *Holopea*, *Platystoma* в силурийском разрезе бассейна р.Мойеро встречаются в виде единичных экземпляров. Как правило, это раковины удовлетворительной сохранности, имеющие неопределенную ориентировку, без следов окатанности. Все это указывает на то, что захоронение происходило в слабо подвижной среде. В ориктоценозах наиболее часты находки раковин родов *Paragraphistoma* и *Straparollus*, представленные групповыми скоплениями и приуроченные к верхнему лландвери и венлоку.

Изученные ориктоценозы свидетельствуют о существовании гастропод в обстановке седиментации карбонатно-глинистых осадков в ассоциации со строматопоридами, табулятами, ругозами, мшанками, брахиоподами, криноидеями, остракодами, пеллециподами, трилобитами и тентакулитами. Наиболее редко они встречаются в комплексе с массивными колониями строматопорид и табулят. Отмечаются только единичные находки гастропод в биогермах.

Вместе с тем, среди гастропод можно выделить ряд широко распространенных видов, популяции которых непрерывно развивались в течение длительного отрезка времени (лландвери-венлок-лудлов, лландвери-венлок, венлок-лудлов). Наличие долго живущих видов в силурийском бассейне свидетельствует о замедленных темпах эволюции некоторых гастропод.

В течение силурийского периода уровень моря неоднократно испытывал эвстатические колебания, что привело к смене различных типов фаций, в которых обитали изученные гастроподы. Исследованный разрез силура в бассейне р.Мойеро представлен снизу вверх известняками, доломитами, мергелями и гипсами.

Таким образом, в данном районе регрессивный цикл заканчивался обмелением и образованием отшнурованных лагун с повышенной соленостью.

Разделение гастропод на эври- и стеногалинные группы на исследованной территории проведено условно.

Эвригалинная группа включает следующие виды: *Lophospira* aff. *augustina* Bill., *Hormotoma gracilis dalkitensis* Kurushin subsp. nov. Н. sp. и *Straparollus* aff. *clymenioides* Hall.

Стеногалинная группа представлена видом *Straparollus* aff. *cyclostomus* Hall, обитавшим в условиях повышенной солености, и представители следующих родов *Bellerophon*, *Cymbularia*, *Eotomaria*, *Pararaphistoma*, *Helicotoma*, *Ophileta*, *Trochonema*, *Holopea*, *Platyostoma*, *Murchisonia*, *Loxonema*, *Fusispira*, а также *Lophospira perangulata prima* Kurushin subsp. nov., *L.* aff. *medialis* Ulrich et Scof., *Hormotoma* aff. *salteri* Ulrich, *H.* aff. *gracilis angustata* Ulrich et Scof., обитавшими в условиях нормальной солености.

Распределение гастропод в изученном разрезе на эври- и стенотермные группы имеет ту же тенденцию, что и выделение на эври- и стеногалинные. А именно, автор относит к эвритермной группе тех же представителей, которые являются эвригалинными; стеногалинный вид *Straparollus* aff. *cyclostomus* Hall обитал в условиях повышенной температуры, остальные—в нормальном температурном режиме.

Проделанная работа является первым этапом, за которым должно последовать планомерное и систематическое изучение силурийских гастропод—группы, которая, без сомнения, в будущем должна иметь большое значение для целей палеоэкологии и биостратиграфии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бутусова И.П. Ранне- и среднедевонские гастроподы некоторых районов СССР и их значение для стратиграфии.—В кн.: Стратиграфия нижнего и среднего девона. Л., «Наука», 1973, с. 72-75.
2. Востокова В.А. Ордовикские и силурийские гастроподы Сибирской платформы. М., 1962, 46 с., (Труды ВСЕГЕИ, нов.сер., т.75, вып.4).
3. Никифорова О.И. Схема стратиграфии ордовика и силура Сибирской платформы.—В кн.: Полевой атлас ордовикской и силурийской фауны Сибирской платформы. М., 1955, с. 10-20. (Труды ВСЕГЕИ).
4. Никифорова О.И., Андреева О.Н. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование (брахиоподы). Биостратиграфия палеозоя Сибирской платформы. Л., 1961, 412 с. (Труды ВСЕГЕИ, нов.сер., т.56, вып.1).

5. Соол Н.Ф. и др. Гастроподы и пелециподы.—В кн.: Методика палеонтологических исследований. М., «Мир», 1973, с. 53-57.
6. Тесаков Ю.И. Верхний ордовик и силур Сибирской платформы.—В кн.: Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. М., «Наука», 1967, с.60-67.
7. Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Базарова Л.С. и др. Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения. Новосибирск, «Наука», 1978.

ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА РАЗМЕЩЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ЕНИСЕЙ-ЛЕНСКОМ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕГАПРОГИБЕ

Территория Енисей-Ленского регионального мегапрогиба является одной из крупных нефтегазоносных провинций северной части Сибири. В последние десятилетия здесь открыты газовые и газоконденсатные залежи в мезозойских отложениях. С осадочными образованиями этого возраста связываются основные перспективы нефтегазоносности Енисей-Ленского регионального мегапрогиба. В этой связи проведен анализ с целью выявления закономерностей распределения залежей углеводородов в пределах этого региона и прежде всего обращено внимание на тектонические факторы формирования и размещения месторождений. Прежде чем перейти непосредственно к этому вопросу, рассмотрим распределение залежей в пространстве и по стратиграфическим комплексам.

Закономерности размещения залежей нефти и газа в пространстве и по стратиграфическим комплексам.

На нефтегазоносность любого региона, согласно имеющимся представлениям газонефтяной геологии, большое влияние оказывают структурно-тектонические, палеотектонические особенности развития, литолого-стратиграфические условия формирования залежей, гидрогеологическая обстановка и другие факторы.

Анализ и выявление этих факторов, определяющих закономерности размещения углеводородов в пространстве и разрезе,—необходимая и важная проблема, во многом способствующая эффективности поисково-разведочных работ. В связи с этим встала необходимость выделения комплекса показателей (структурно-тектонических, литолого-стратиграфических и т.д.), контролирующих скопление залежей углеводородов в восточной части Енисей-Ленского регионального мегапрогиба.

Енисей-Ленский региональный мегапрогиб в целом характеризуется сложностью структурных соотношений (распределение пликативных, дизъюнктивных дислокаций, истории формирования локальных и региональных структурных планов и т.д.), обусловивших своеобразие в строении и размещении региональных зон нефтегазонакопления.

Анализ фактических материалов показывает, что на закономерность размещения нефтяных и газовых залежей большую роль оказали структурно-тектонические предпосылки и особенности тектонического развития рассматриваемой территории.

Прежде чем рассматривать вопросы, связанные с закономерностями размещения залежей нефти и газа в пространстве и по стратиграфическим уровням, следует отметить неравномерную изученность исследуемого региона как по площади, так и по разрезу. Отложения пермо-триасового возраста изучены, в основном, в восточной части бассейна (Нордвикская диапировая структура, Южно-Тягинское поднятие и др.), где они вскрыты немногочисленными скважинами и частично прослежены сейсмо-разведкой метода отраженных волн (МОВ).

Осадочные образования юрского возраста вскрыты многочисленными скважинами в пределах Малохетского вала. Рассохинского мегавала и единичными скважинами на Балахнинской площади.

На Мессояхской и Танамской территории скважинами вскрыты отложения до валанжина включительно. Но более детально изучены только образования Суходудинской свиты.

Таким образом, определенные ограничения наших знаний по отдельным площадям региона и глубинам разреза, вызванные неполнотой геолого-геофизической изученности этой сложно построенной нефтегазоносной области, снижает в какой-то мере объективность и полноту выводов о закономерностях размещения углеводородов в пределах прогиба.

До настоящего времени промышленная нефтегазоносность, в основном, связывается с осадочными отложениями, выполняющими впадину. Нефтегазопроявления различной интенсивности отмечены по всему вскрытому скважинами разрезу от меловых до нижнеюрских отложений включительно.

В отдельных случаях нефтегазоносность установлена в отложениях переходного комплекса (триасового и пермо-триасового возраста) (рис. 16).

В пределах исследуемого региона открыты, разведаны (или разведываются) 11 газовых и газоконденсатных месторождений — Нижнехетское, Мессояхское, Казанцевское, Зимнее, Джангодское, Солёнинское, Пелаткинское, Сузунское, Озёрное, Балахнинское, Дерябинское. На Нордвикской, Южно-Тяганской (Западной) и Кожевниковской площадях открыты небольшие залежи нефти.

Анализ данных, касающихся газоносности стратиграфических комплексов, с учетом данных предыдущих исследований, позво-

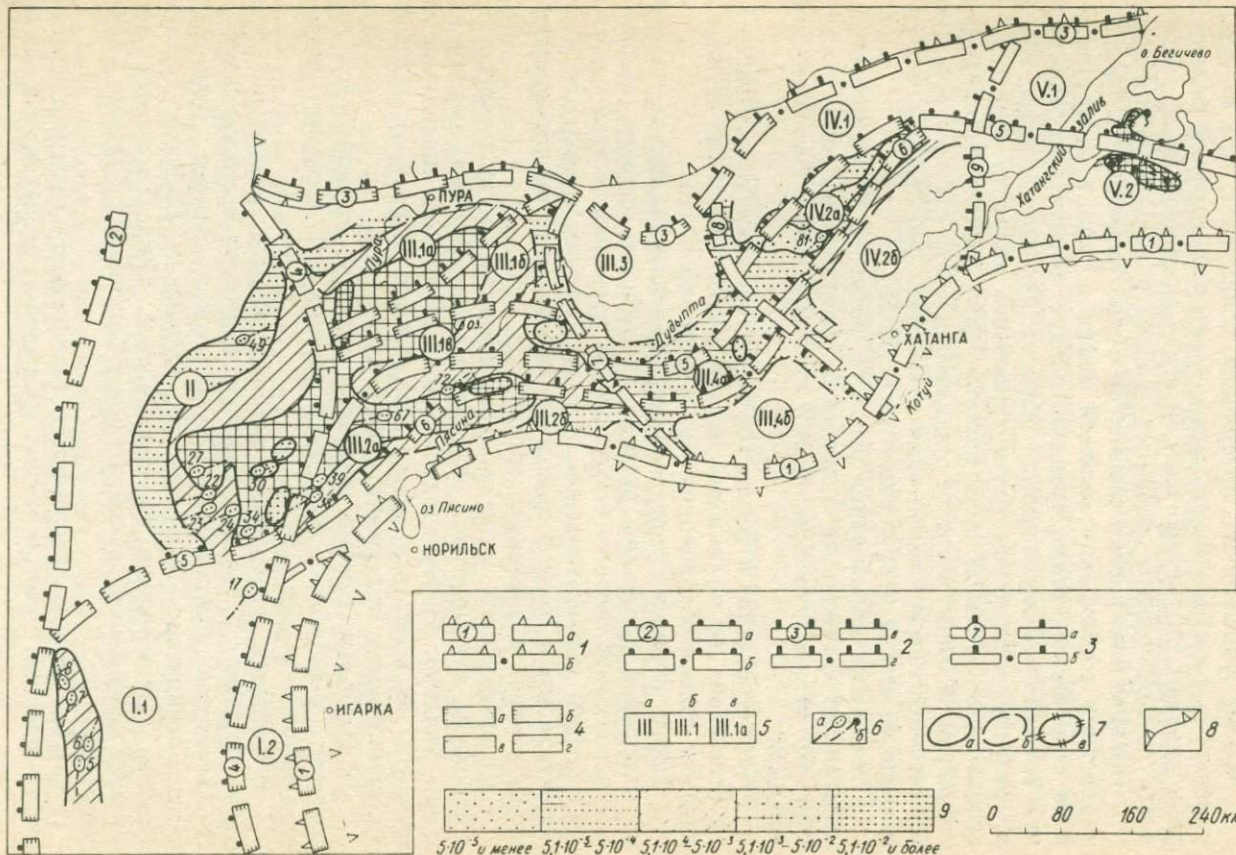


Рис.2. Схема распределения среднего градиента удельной кривизны локальных поднятий (мезозойские отложения) и связь с блоковой структурой Енисей-Ленского регионального мегапрогиба.

Составлена по материалам геолого-геофизических работ треста «Красноярскнефтегазразведка», НИИГА, СНИИГГиМСа.

Разломы: 1—первого типа (краевой шов): а—уверенные, б—предполагаемые; 2—второго типа: а,в—уверенные, б,г—предполагаемые; 3—третьего типа: а—уверенные, б—предполагаемые; 4—степень выраженности разломов в аномальном гравитационном поле: а—выраженность первого рода (четко выраженные), б—второго, в—третьего, г—четвертого (слабо выраженные); 5а—тектонические блоковые поля; 5б—тектонические блоки, 5в—тектонические подблоки; 6а—месторождения газовые и газоконденсатные, 6б—нефтяные полупромышленные; 7—контуры зонального распределения среднего градиента удельной кривизны локальных структур: а,б—нейнъективных, а—уверенные, б—предполагаемые, в—инъективных; 8—границы регионального мегапрогиба; 9—шкала значений среднего градиента удельной кривизны локальных поднятий.

ляет наметить определенную закономерность пространственного размещения скоплений углеводородов в пределах Енисей-Хатангского нефтегазоносного бассейна. Наиболее крупные скопления газа и газоконденсата сосредоточены в структурах, приуроченных к приосевой части прогиба (рис.2).

Распределение залежей углеводородов по стратиграфическому разрезу неравномерное.

Пермо-триасовые отложения в настоящее время изучены слабо, с точки зрения их нефтегазоносности. На отдельных площадях они вскрыты редкой сетью скважин и изучены геофизическими методами. На бортах прогиба они залегают на глубинах, не превышающих 3000 м и находятся на значительной глубине (до 9000 м) в приосевой части прогиба.

В пределах Нордвикской, Южно-Тигянской (Западной) и Кожевниковской площадях открыты залежи нефти. На остальных территориях (Южно-Тигянской—восточной, Ильинской) получены слабые притоки нефти, нефтепроявления (Чайдахская, Чайдах-Гурминская) и газопроявления (Семеновская и Малохетская).

Юрские отложения, слагающие нижнюю часть осадочного чехла, залегают, как правило, на больших глубинах, особенно, в приосевой части (до 5000 м и более), в связи с чем в ряде регионов они недостаточно изучены. Ограниченным количеством глубоких скважин они вскрыты в пределах Малохетского вала, Балахнинского, Рассохинского мегавалов и на отдельных прилегающих к ним площадях. В связи с этим сведения о нефтегазоносности юрских образований незначительные.

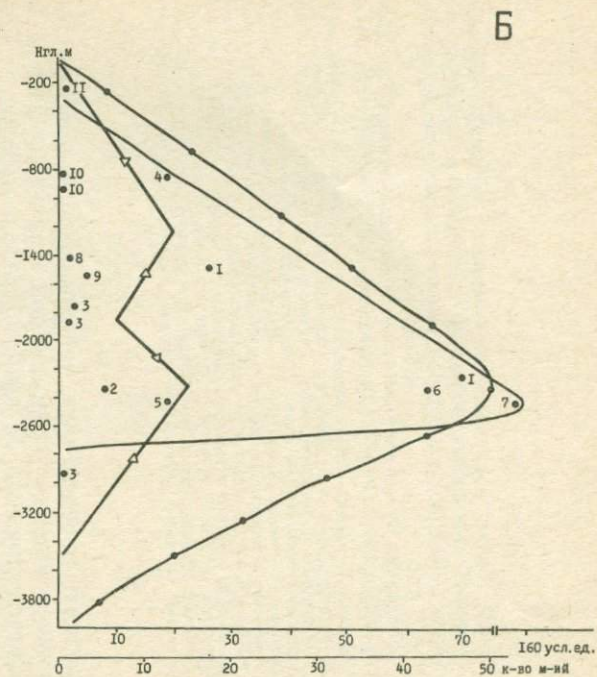
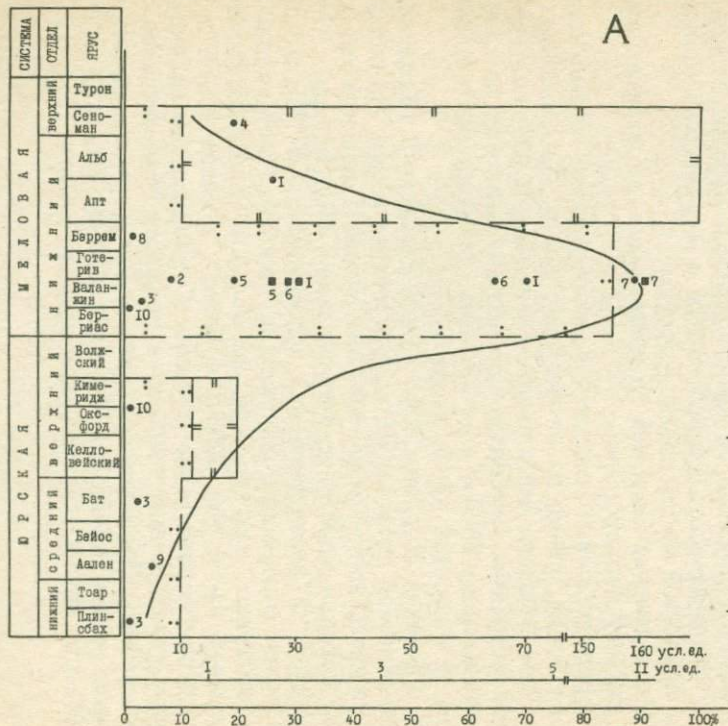


Рис. 1 А, Б

Мэф.м осш.м

В

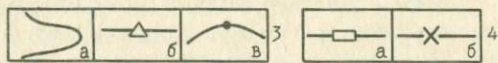
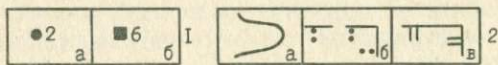
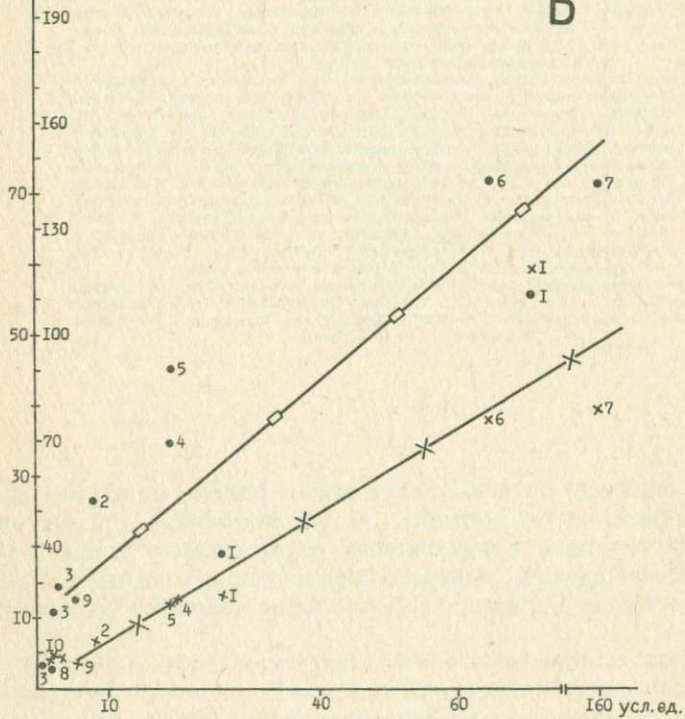


Рис.1 (А, Б, В, Г, Д). Распределение месторождений и залежей углеводородов (мезозойские отложения) в зависимости от различных геологических параметров.

Распределение залежей углеводородов по: А—стратиграфическому разрезу; Б—глубинам залегания. В—Зависимость между степенью продуктивности месторождений от общей и эффективной мощности продуктивного горизонта. Г—Зависимость между степенью продуктивности месторождений от деформированности структур. Д—Зависимость степени продуктивности месторождений от глубины их залегания ($H_{гд}$), эффективной мощности продуктивного горизонта ($M_{эф}$) и деформированностью структур ($d_{ср}$).

1—месторождения: а—газовые, б—газоконденсатные; 2—кривые, характеризующие распределение залежей углеводородов: а—Енисей-Хатангский нефтегазоносный бассейн, б—нефть, в—газ, Западно-Сибирская провинция (по М.Я.Рудкевичу, Ю.М.Глухоедову, Е.М.Максимову, 1976); 3—кривые характеризующие распределение залежей углеводородов: а—Енисей-Хатангский нефтегазоносный бассейн, б—молодые (эпипалеозойские) платформы, в—бассейны всех типов (данные «б» и «в» по И.И.Нестерову, В.В.Потеряевой, Ф.К.Салманову, 1975); 4а—зависимость, характерная для общей мощности, 4б—для эффективной мощности продуктивных горизонтов; 5—поля продуктивности: 1—включающее наиболее продуктивные месторождения; II—включающее низкопродуктивные месторождения; III А,Б—включающее промежуточные значения продуктивности относительно первого и второго полей.

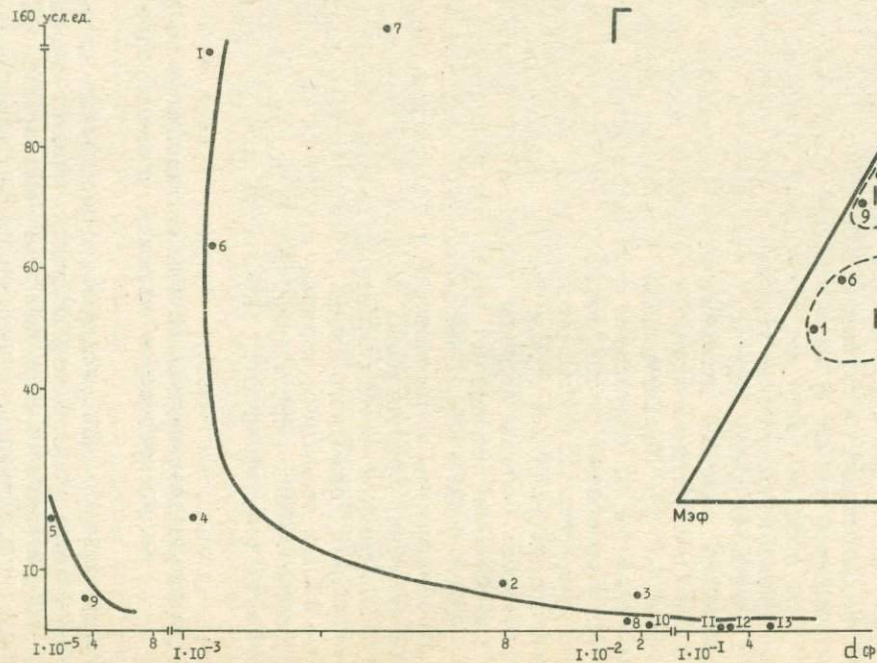
Название месторождений: 1—Северо-Солённое, 2—Сузунское, 3—Зимнее, 4—Мессояхское, 5—Казанцевское, 6—Южно-Солённое, 7—Пелятинское, 8—Озёрное, 9—Балахнинское, 10—Нижне-Хетское, 11—Нордвикское, 12—Кожевниковское, 13—Ю.Тяганское.

Всего в разрезе юрских отложений, в районе наиболее изученной Западной части прогиба, по установленной продуктивности выделяется пять продуктивных толщ (сверху вниз): [16], сиговская, малышевская, вымская, джангодская и зимняя. Продуктивной частью в Балахнинской площади являются ааленские слои.

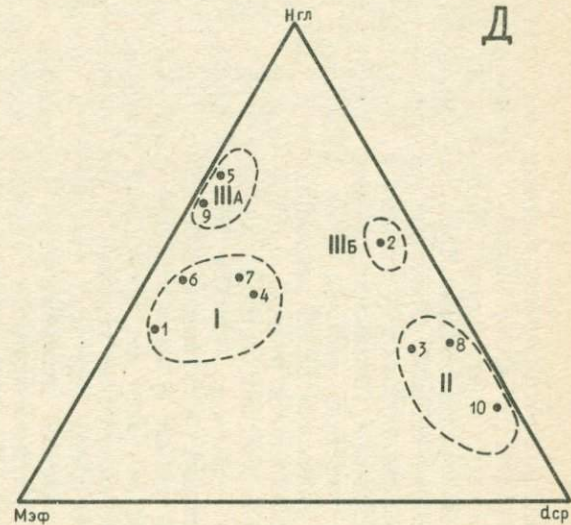
Глубокими скважинами на Малохетском валу выявлено 3 газовых и одна газоконденсатная залежь. В пределах Балахнинского мегавала отмечена одна газовая залежь (рис. 1А). Газопроявления зафиксированы практически во всех юрских продуктивных толщах. В некоторых из них отмечены нефтепроявления. Газовые залежи в юрских отложениях расположены примерно на тех же глубинах (—800, —2600 м), что и в нижнемеловых (рис. 1Б).

Все залежи, выявленные в юрских продуктивных толщах, сводовые, пластовые и пластово-массивные, среднедебитные и малодебитные [5, 6].

Нижнемеловые отложения распространены практически повсеместно, исключая центральную часть Балахнинской площади. Мощность их колеблется от 600 м в прибортовых частях прогиба до 1700—1850 м в центральных. Характерным элементом для разреза этого возраста является преобладание алевритопесчанистых пород над глинистыми [16].



Г



Д

Рис.1 Г,Д

В нижнемеловых отложениях газовые или газоконденсатные залежи установлены по всему разрезу (валанжин-альб), в коллекторах почти всех свит (кроме Малохетской). Связаны эти залежи с тремя продуктивными толщами—Яковлевской, Суходудинской и Нижнехетской. Основные выявленные запасы углеводородов сконцентрированы в газовых и газоконденсатных залежах Суходудинской (валанжин-готерив) продуктивной толщи (рис. 1А), на участках небольших ее мощностей. В пределах структур, где мощности резко сокращаются и толщина опесчанивается, устанавливаются мелкие газовые залежи. Залежи отмечаются на тех поднятиях, которые находятся на гипсометрических уровнях от —800 м до —2400 м. Причем наиболее богатые залежи приурочиваются к глубинам 2200-2500 м (рис. 1Б). Строение Суходудинской толщи и коллекторские свойства продуктивных пластов в пределах всех месторождений примерно одинаковые. Самое большое количество залежей в ней обнаружено в пределах Танамского свода, где этаж газоносности достигает 420 м. Большинство залежей нижнемеловых отложений относятся к пластовым и пластово-массивным сводовым, преобладают среднедебитные [5, 6]. Верхнемеловые отложения довольно широко распространены на территории рассматриваемого региона. Осадочные образования этого возраста отсутствуют в наиболее приподнятых участках Малохетского вала, Балахнинского и Рассохинского мегавалов и в ряде других приподнятых структурно-тектонических блоках. Породы залегают на различных глубинах и в наиболее опущенных зонах они фиксируются на отметках —1200, —1300 м [16]. В верхнемеловых образованиях газовые залежи обнаружены в Насоновской и Долганской (верхний турон и альб-сеноман) продуктивных толщах. Нефтепроявления отмечены в долганской свите. Основные газовые залежи выявлены на структурах Танамского свода и Мессояхского вала и фиксируются на тех поднятиях, которые находятся на гипсометрических уровнях —700, —800 м (рис. 1Б). В целом, в верхнемеловых отложениях концентрируются небольшие запасы газа (рис. 1А)

Влияние дизъюнктивных и пликативных дислокаций на распределение залежей углеводородов

Эффективность поисково-разведочных работ на нефть и газ в значительной степени определяется уровнем знания закономерностей размещения нефтяных и газовых месторождений. Зная факторы, определяющие закономерности распределения углеводородов в пространстве и в разрезе, условия формирования

их скоплений, можно более точно прогнозировать нефтегазоносность изучаемых территорий.

Как известно, перспективы нефтегазоносности оцениваются по большому комплексу различных критериев, которые контролируют условия нефтегазообразования, формирование и сохранность залежей нефти и газа. Анализируя критерии, влияющие на размещение залежей нефти и газа, можно видеть, что они прямо или косвенно зависят от характера тектонических движений. Причем пликвативная и разрывная тектоника занимают особое место. Рассмотрим влияние разрывных дислокаций на распределение залежей углеводородов.

В практике нефтегазопроисковых работ было давно замечено влияние разрывов и трещиноватости на нефтегазоносность [9, 10, 17]. Различные типы разломов в одних случаях являются экраном, в других способствуют ускорению процессов миграции нефти и газа, а следовательно, и формированию залежей углеводородов. Разломы в пределах нефтегазоносного бассейна могут оказывать концентрирующее, локализирующее влияние на углеводородные флюиды, в значительной мере способствуют накоплению крупных залежей в ареале своего действия.

Кроме прямого влияния, разрывные нарушения оказывают и опосредованное воздействие на геологические факторы, определяющие накопление углеводородов в земной коре. К таким немаловажным факторам относятся следующие: 1) структурные ловушки; 2) коллектора; 3) гидродинамический режим подземных вод; 4) формирование полей деформаций (сжатия или растяжения).

1. Вдоль региональных и глубинных разломов при движении блоков земной коры происходит искривление слоистой среды и возникновение пликвативных дислокаций, являющихся основными местами скопления нефти и газа.

Большой интерес представляет анализ соотношения приповерхностных тектонических форм земной коры с глубинными. Так, например, складчатость в осадочном мезозойском комплексе отложений Енисей-Ленского мегапрогиба связана с разрывными нарушениями и внутренней структурой палеозойского основания (рис. 2).

Такая закономерность отмечается и для других нефтегазоносных бассейнов, в частности, Западно-Сибирская низменность [18], вилюйская синеклиза [1], ферганская межгорная впадина [13, 14] и др. Таким образом, распределение антиклинальных и брахиантиклинальных структур различного порядка в осадочном чехле обусловлено дизъюнктивными дислокациями.

Кроме того, было установлено (в частности, в Енисей-Ленском мегапрогибе), что потенциально продуктивные и продуктивные структуры осадочного комплекса расположены преимущественно в зонах сочленений отдельных крупных блоков фундамента, приуроченных к их краевым частям. Эти зоны довольно четко отображаются на гравитационном поле региональными ступенями и интерпретируются как зоны глубинных разломов, отделяющих выступы и впадины фундамента. Пликативные дислокации осадочного комплекса, как правило, имеют простирающиеся осей, согласное с направлением окраины выступа фундамента, отраженного в геофизических полях, т.е. согласное с направлением глубинного разлома. Такие области являются надежными поисковыми признаками для поисков залежей углеводородов.

2. Возникновение трещинных коллекторов в значительной мере может быть обусловлено деятельностью разрывных нарушений. Плотные, хрупкие горные породы (известняки, доломиты, ангидриты и др.), испытывая нагрузку в зонах разломов, трескаются с образованием взаимосвязанной сети трещин, которую могут заполнить нефть и газ. Доля трещинных коллекторов может резко возрастать в приразломных зонах. В дальнейшем пластовые воды, циркулируя по этим трещинам, растворяют известняки, что ведет к образованию каверн и, в конечном счете, к улучшению коллекторских свойств карбонатных пород. В трещинных коллекторах в Советском Союзе содержится около 12% выявленных запасов нефти и газа. Мировая же практика показывает, что в трещинных коллекторах могут содержаться поистине гигантские скопления углеводородов. Подсчитано, что 48% общемировых запасов нефти в капиталистических странах приурочено к трещинным коллекторам [8].

Большое количество известных на сегодня залежей углеводородов в нашей стране содержится в пористых горных породах — песках, песчаниках — так называемых гранулярных коллекторах. В пределах нефтегазоносных областей их распределение контролируется тектонической жизнью бассейна осадконакопления. Так, в пределах Енисей-Ленского мегапрогиба отмечена закономерность, что улучшение коллекторских свойств пород происходит в относительно повышенных зонах деформации осадочной толщи (рис. 3).

3. Направленное движение пластовых вод к зонам и областям, нарушенным дизъюнктивными дислокациями — одна из важных причин, приводящая к концентрации скоплений нефти и газа. Пластовые воды движутся из областей повышенных давлений (пьезомаксимумы) к областям пониженных давлений (пьезо-

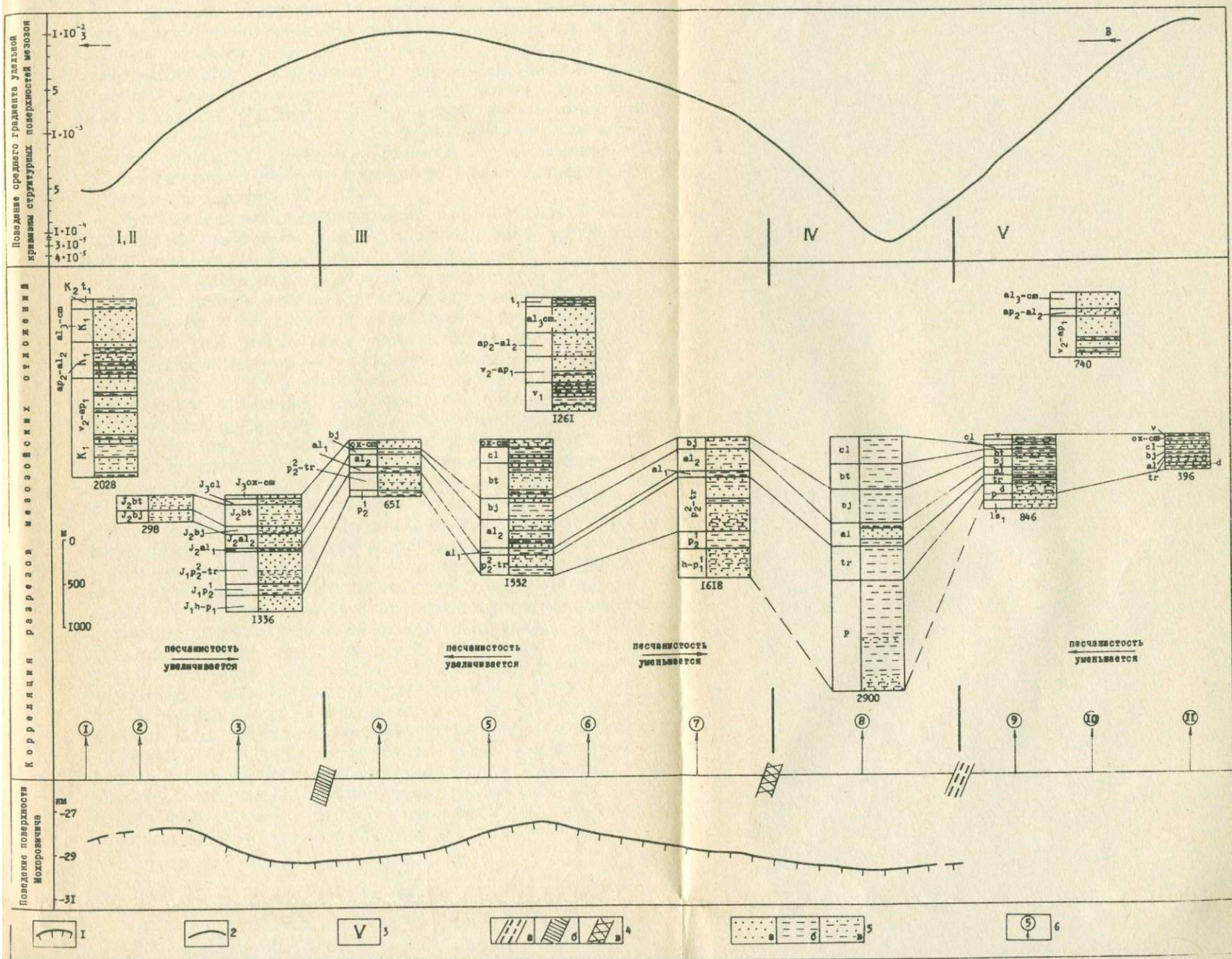


Рис.3. Соотношение между степенью деформированности структур (по объему мезозойских образований), мощностью юрских, меловых отложений и поведением поверхности глубинных горизонтов земной коры (глубины поверхности Мохоровичича, по данным Казаиса, 1974).

Субширотный профиль (приосевая часть мегапрогиба) по линии площадей: Паютская—1, Мессояхская—2, Тампейская—3, Малохетская—4, Джангодская—5, Рассохинская—6, Тундровая—7, Балахинская—8, Тигяно-Анабарская—9, Хара-Тумусская—10, Анабарская—11.

1—поверхность Мохоровичича; 2—кривая, отражающая поведение деформированности структур; 3—номера тектонических блоковых полей; 4—разрывные нарушения палеозойского фундамента, отделяющие тектонические блоковые поля: а, в—третьего типа, б—второго типа; 5—литологическая характеристика пород: а—преимущественно песчаные, б—преимущественно алеврито-глинистые, в—преимущественно песчано-алевритистые; 6—номера площадей.

минимумы). Пьезоминимумы могут возникать в силу различных причин, и одна из них—деятельность разломов. В том случае, когда разломы нарушают герметичность покрышек, разделяющих два гидрогеологических комплекса, создаются зоны перетока из нижнего комплекса в верхний. Пластовые давления резко снижаются, из областей с повышенным давлением в зоны с пониженным устремляются подземные воды с растворенными углеводородами. Разломы, таким образом, как бы «подтягивают» из пласта подземную воду с углеводородами. Кроме этого, сам переток подземных вод может оказывать существенное влияние на коллекторские свойства пород, что было отмечено в Енисей-Ленском мегапрогибе [7, 12].

4. Размещение месторождений нефти и газа в осадочном бассейне во многом зависит от распределения полей напряжений и деформаций в пределах слоистой толщи.

Как известно, горные породы в земной коре и, в частности, в седиментационном бассейне находятся в напряженном состоянии, которое обусловлено их неоднородностью и разной направленностью сил, вызывающих механические движения в земной коре. Деформации горных пород происходят в ней под действием эндогенных и отчасти экзогенных сил, которые и вызывают это напряженное состояние. Сила тяжести и создаваемое ею давление в общем направлены отвесно вниз и возрастают с глубиной. Таким образом, деформации горных пород происходят под действием тектонических сил и обусловлены растяжением или сжатием вещества. В том же направлении освобождение от нагрузки масс горных пород, находящихся в напряженном состоянии под действием тектонических и гравитационных сил, чаще всего происходит вверх, что способствует образованию складок, являющихся основными носителями залежей углеводородов. Возникновение структур определяется не только свойствами слагающих их пород, но во многом зависят и от генерального направления действующих сил—тангенциальных или радиальных. Зарождение и развитие складок сопровождается разрывными деформациями [3]. Формируются сопряженные со складками разрывы. Разрывы возникают в относительно наиболее хрупких пластах. Постепенно они пересекают всю их мощность, а в дальнейшем или прекращаются или сменяются деформациями иного типа (массовое дробление, послонные передвижки). При переходе из одного пласта в другой разрывы преломляются и изменяют свое физическое выражение, в одних пластах они простые в других приобретают сложное строение; одновременно изменяется значение параметров трещиноватости [4].

Движение подземных вод с растворенными углеводородами сквозь толщи осадочных пород возможно главным образом благодаря разрывным, трещинным и пликативным дислокациям, распределение которых в пространстве, в пределах нефтегазового бассейна, обусловлено характером распределения полей напряжений и деформаций в слоистой толще. Эти деформации закономерно связаны с развитием и морфологией складок; размещение разрывных и трещинных дислокаций в теле складок в значительной мере будет определять миграцию и распределение залежей нефти и газа. Здесь мы видим обоюдное влияние, как бы прямую и обратную связь между дизъюнктивными и пликативными дислокациями. Первые (глубинные, региональные разломы) обуславливают и регулируют генеральные направления и искривление пространства в седиментационном бассейне, а вторые (различные типы складок—гиперболические, параболические, эллиптические), в свою очередь, порождают разрывы в теле складок. И вся эта система (разрыв—искривление, искривление—разрыв) находится в сложной взаимосвязи. Здесь трудно вычлнить главный фактор (разрыв или искривление), влияющий на распределение залежей углеводородов. Эта система находится в детерминированной связи—выпадает из нее один элемент—не будет благоприятной обстановки.

Для выявления такой связи и определения ее роли на распределение залежей нефти и газа, в пределах рассматриваемого региона, были выделены и проанализированы разломы палеозойского основания (по геолого-геофизическим данным с привлечением результатов обработки космических снимков) и степень деформированности мезозойского осадочного чехла (рис.2,3).

Была изучена удельная кривизна структуры, выраженная по различным сейсмическим горизонтам, и средняя величина градиента удельного искривления антиклинали по объему мезозойских отложений. Расчеты проводились по следующим формулам:

$$L = \frac{K_{cp}}{S}$$

где L —удельная кривизна складки, K_{cp} —средняя кривизна искривленной поверхности в 3-мерном пространстве, S —площадь складки.

$$K_{\text{ср.}} = \frac{\sum_{n=1}^n K}{n};$$

$$K = \frac{\frac{d^2 y}{dx^2}}{1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2 \frac{3}{2}}$$

Средняя величина удельного искривления складки определяется:

$$d_{\text{ср.}} = \frac{t}{n m_t}$$

где t —разность между величинами (L) в соседних точках, m_t — расстояние между этими точками, n —число разностей в данном интервале. Вычисление значения кривизны и др. параметров производится по программе, написанной для ЭВМ типа М-220, М-222 [15].

Анализ величины среднего градиента удельного искривления структурной поверхности показывает, что этот параметр изменяется в широких пределах по площади Енисей-Ленского регионального мегапрогиба. В его распределении отмечается определенная зональность. Более высокие значения этого параметра приурочены к Приенисейскому структурному сегменту. Причем колебания в абсолютных значениях весьма значительны—от $1,6 \cdot 10^{-5}$ (Казанцевское) до $2 \cdot 10^{-1}$ (Семеновское поднятие).

Относительно высокая деформация отмечается на стыке двух структурно-тектонических блоков (второго и третьего, см. карту). При движении на восток деформация мезозойских образований падает и в самой восточной части, в пределах пятого структурно-тектонического блока, в его приосевой части, деформация слоистой толщи, выраженная величиной среднего градиента удельного искривления структурной поверхности, резко возрастает, и значения этого параметра равны $2,5 \cdot 10^{-1}$ (Нордвикская площадь) и $5,5 \cdot 10^{-1}$ (Ю-Тигянская площадь).

Несмотря на общее снижение деформации осадочных образований в восточной части, в частности, в районе Балахнинского мегавала, в целом, отмечается дифференцированная зональность. Относительно высокие значения с колебаниями от $5 \cdot 10^{-4}$ до $5 \cdot 10^{-3}$ приурочиваются к полосе сочленения Балахнинского вытянутого мегавала с Жданихинским прогибом, захватывая Томотскую антиклиналь и северную часть Курьинского куполовидного поднятия.

Выявленная четкая зональность деформации осадочных образований мезозоя, в целом, контролируется распределением разрывных нарушений палеозойского основания. Обращает на себя внимание тот факт, что относительно высокие величины параметра среднего градиента удельного искривления структурной поверхности приурочиваются к складкам (находящимся в мезозойских отложениях) трассирующих или находящихся вблизи Приенисейского и Танамо-Курьинского разломов. Это свидетельствует о наличии активной мобильной зоны в мезозойских отложениях, которая четко фиксируется крупными разломами в палеозойском основании и цепочкой интенсивно деформированных структур в осадочных более молодых образованиях. Обращает на себя внимание, что в пределах этой мобильной зоны расположены практически все месторождения и нефтепроявления, известные на территории изучаемого региона (рис. 2).

Отмечается определенная связь между деформированностью складки, выраженной через средний градиент удельной кривизны по объему мезозойских отложений и продуктивностью структуры (рис. 1Г). Выявляется обратнопропорциональная зависимость между этими параметрами, т.е. с увеличением деформации (показателя d_{cp}) степень продуктивности уменьшается. Наибольшая величина ее падает на Пеляткинское, Северо-Соленинское месторождения, а параметр среднего градиента удельной кривизны принимает невысокие значения от $1,6 \cdot 10^{-3}$ до $5,4 \cdot 10^{-3}$. Для сравнения степени деформированности структур на этот же график вынесены значения преимущественно нефтяных полупромышленных месторождений, запасы которых невелики, но деформированность структур очень высокая (от 3,4 до $5,3 \cdot 10^{-1}$). Несколько в стороне от кривой, подчеркивающей основную закономерность, отстоят Балахнинское и Казанцевское месторождения. Такое отклонение, вероятно, объясняется малой изученностью этих структур. Интерполируя отмеченную закономерность, можно сказать, что их продуктивность может быть не ниже Пеляткинского и Ю.Соленинского месторождений.

Постепенное уменьшение деформированности структур и возрастание продуктивности отмечается у следующих месторождений: Озерное, Зимнее, Сузунское и так далее (см. рис. 1Г).

Одним из основных факторов, способствующих высокой концентрации запасов нефти и газа в определенных стратиграфических комплексах, является мощность продуктивных толщ, которая, в свою очередь, в немалой степени зависит от распределения разрывных нарушений и общего тектонического режима в пределах седиментационного бассейна. Многие исследователи

отмечают связь нефтегазоносности с этим фактором. Эту закономерность показали М.М.Чарыгин и Ю.М.Васильев [19] для Эмбенской области. А.А.Борисов [2] отмечает, что для восточной части Русской платформы установлена закономерная связь между распространением скоплений нефти и газа, с одной стороны, и мощностью вмещающих отложений, с другой. Распределение геологических запасов в основных крупных залежах мира (включая Западно-Сибирскую провинцию), в зависимости от мощности вмещающих комплексов пород, изучены И.И.Нестеровым и В.В.Потеряевой [11]. Подобная взаимосвязь отмечена З.Я.Кравчинским, А.Ю.Алиевым, Э.В.Чиковани для Южно-Каспийской впадины.

В пределах изучаемого региона нами проанализирована зависимость между общей, эффективной мощностями газоносного пласта и продуктивностью структур. Установлено, что наибольшая газоносность присуща тем структурам, мощность соответствующей части пласта которой составляет 35-60 м и 110-140 м (рис. 1В).

Изучение размещения наиболее крупных скоплений газа в Енисей-Хатангской нефтегазоносной области, приуроченных к основным комплексам, показало, что их распространение во многом определяется оптимальными соотношениями между эффективной мощностью ($M_{эф}$), глубиной залегания ($H_{гЛ}$) продуктивного горизонта и деформированностью структуры ($d_{ср}$ — выраженной через средний градиент удельной кривизны по объему мезозойских отложений). Отмечается следующая закономерность. Обратимся к рис. 1Д, где показан известный равносторонний треугольник Гиббса-Озана. Площадь его разбивается на четыре самостоятельных поля. Первое концентрирует наиболее богатые залежи газа и газоконденсата. Для него характерны оптимальные соотношения между глубиной продуктивного горизонта и его мощностью. Все структуры относительно мало деформированы. Следующие поля (IIIА, IIIБ) пространственно близки между собой. Продуктивные горизонты находятся на благоприятных глубинах (1500-2400 м). Деформированность структур разная, наибольшая величина отмечается для Сузунского месторождения ($8 \cdot 10^{-3}$). Общим для всех месторождений, составляющих эти поля, являются пониженные мощности коллекторов, повышена «глинизация» разреза (рис. 1В). Для второго поля характерны менее продуктивные структуры, которые наиболее деформированы ($1,7 \cdot 10^{-2}$ — $2,2 \cdot 10^{-2}$) и имеют самые низкие значения мощности коллекторов (эффективная мощность варьирует от 2 до 6 метров). Проведенный анализ позволяет сделать следующий вывод. Для образования крупного месторождения необходимо определенное, оптимальное сочетание нескольких факторов. Один

фактор не способен привести к благоприятному исходу. Именно оптимальный режим, определенные соотношения между их множеством приводят к положительному исходу—формированию и скоплению залежей углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаян Г.Д. Тектоника и нефтегазоносность Вилюйской синеклизы и прилегающих районов по геофизическим и геологическим материалам. Новосибирск, «Наука», 1973, 143 с.
2. Борисов А.А. Пространственные закономерности распространения залежей нефти и газа.—«Геология нефти и газа», 1961, № 7, с.12-17.
3. Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М., «Недра», 1971, 239 с.
4. Королев А.В. Структуры рудных полей и месторождений. Ташкент, «Средняя и высшая школа», 1962, 188 с.
5. Кузнецов Л.Л. К вопросу о характере размещения газоконденсатных залежей Западной части Енисей-Хатангского прогиба.—В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971, с. 272-274.
6. Кузнецов Л.Л. Строение газовых и газоконденсатных месторождений.—В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л., 1971, с. 92-110.
7. Кузнецов Л.Л., Петраков В.В. О составе природных газов месторождений западной части Енисей-Хатангского прогиба.—В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971, с. 282-283.
8. Линдтроп Н.Т. Предпосылки для поисков нефти и газа на больших глубинах.—В кн.: Методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. М., ВИЭМС, 1969, с. 28.
9. Микуленко К.И., Острый Г.Б. Типы трещин и их влияние на коллекторские свойства пород осадочного чехла Западно-Сибирской плиты.—«Докл. АН СССР», 1965, т.165, № 3, с.1121-1123.
10. Нестеров И.И. Критерии прогнозов нефтегазоносности.—«Тр. Зап-СибНИГНИ», 1969, вып. 15, 335 с.
11. Нестеров И.И., Потеряева В.В. Региональные геологические условия, контролирующие формирование крупных месторождений нефти и газа.—«Геология нефти и газа», 1971, № 10, с. 1-6.
12. Петраков В.В., Алиев З.А. О влиянии подземных вод на коллекторские свойства пород в пределах Енисей-Хатангского прогиба.—В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971, с. 286-288.
13. Прокопенко А.И. Количественное выражение дизъюнктивных дислокаций седиментационных бассейнов в связи с их нефтегазоносностью. (на примере Ферганской межгорной впадины).—В кн.: Методология и методика геологических и геофизических исследований в Сибири. Новосибирск, 1975, с.5-19.
14. Прокопенко А.И. и др. Некоторые закономерности распределения локальных структур в блоковых полях Ферганы.—«Изв. АН Кирг. ССР», 1976, № 1, с. 30-32.

15. Прокопенко А.И., Фиш А.М., Лыков Ю.Я. Программа аппроксимации кривых, получения параметров радиусов кривизны, центров мгновенных радиусов кривизны, среднего радиуса кривизны.—В кн.: Программные комплексы для целевой обработки информации. Новосибирск, 1977, с. 78-88.

16. Тальвирский Д.Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области. Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. доктора геол.-минер.наук. Дудинка, 1972, 50 с.

17. Трофимук А.А. Составление карт прогноза нефтегазоносности.—В кн.: Геология нефти. Т. 3, М., «Недра», 1964, с. 688-690.

18. Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа. (Под ред. В.Д. Наливкина, К.А. Черникова). Л., «Недра», 1967, 295 с.

19. Чарыгин М.М., Васильев Ю.М. Поиски нефти в Эбенской области на основе анализа фаций и мощностей.—«Геология нефти», 1958, № 9, с.37-44.

АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЯ МОЩНОСТИ ЛОКАЛЬНЫХ И БОЛЕЕ КРУПНЫХ ПОДНЯТИЙ

При построении глубинных горизонтов локальных и более крупных поднятий важно знать характер изменения мощности от свода к крыльям складки [1]. Все разнообразие этих изменений, которые встречаются у структур различного порядка в нефтегазоносных бассейнах с различной историей геологического развития, можно выразить функциональной зависимостью.

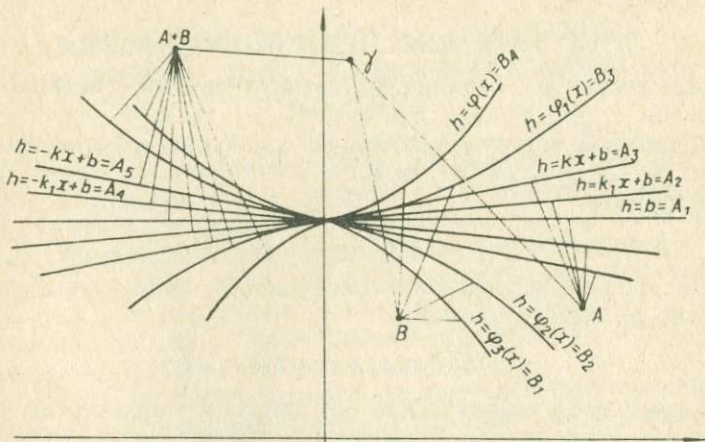
Пусть γ — множество совокупностей функций изменения мощности на положительном поднятии. Под совокупностью функций понимаются две функции, характеризующие изменение мощности от центра положительной структуры к ее крыльям в двух направленных, отличных друг от друга на 180° , и имеющие одинаковое значение в точке соприкосновения (на рисунке точка К — точка максимума). $A \in \gamma$; A — подмножество совокупностей функций изменения мощности, все совокупности которого имеют обе функции с линейной зависимостью. $B \in \gamma$; B — подмножество совокупностей функций изменения мощности, все совокупности которого имеют обе функции с нелинейной зависимостью. $(A+B) \in \gamma$; $(A+B)$ — подмножество совокупностей функций изменения мощности, все совокупности которого имеют элемент подмножества A ; и элемент подмножества B . $A^L \in A$; A^L — класс совокупностей функций изменения мощностей подмножества A , элементы совокупности которого описываются одним аналитическим выражением. $A^N \in A$; A^N — класс совокупностей функций изменения мощности подмножества A , элементы совокупности которого описываются различными аналитическими выражениями.

$B^L \in B$; B^L — класс совокупностей функций изменения мощностей подмножества B , элементы совокупности которого описываются одним аналитическим выражением.

$B^N \in B$; B^N — класс совокупностей функций изменения мощностей подмножества B , элементы совокупности которого описываются различными аналитическими выражениями.

Ясно, что подмножество $(A+B) \in \gamma$ имеет один класс — это класс $(A+B)^N$.

Построим три матрицы, составленные из 9 элементов функций изменения мощности, показанные на рис. 1.



γ_0	A_1	A_2	A_3	A_4	A_5	B_1	B_2	B_3	B_4
A_1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
A_2	1	1	1	1	1	1	1	1	1
A_3	1	1	1	1	1	1	1	1	1
A_4	1	1	1	1	1	1	1	1	1
A_5	1	1	1	1	1	1	1	1	1
B_1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
B_2	1	1	1	1	1	1	1	1	1
B_3	1	1	1	1	1	1	1	1	1
B_4	1	1	1	1	1	1	1	1	1

γ_m	A_1	A_2	A_3	A_4	A_5	B_1	B_2	B_3	B_4
A_1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
A_2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
A_3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
A_4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
A_5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B_1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B_2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B_3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B_4	C	0	0	0	0	0	0	0	0

γ_n	A_1	A_2	A_3	A_4	A_5	B_1	B_2	B_3	B_4
A_1	1	1	1	1	1	0	0	0	0
A_2	1	1	1	1	1	0	0	0	0
A_3	1	1	1	1	1	0	0	0	0
A_4	1	1	1	1	1	0	0	0	0
A_5	1	1	1	1	1	0	0	0	0
B_1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B_2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B_3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B_4	0	0	0	0	0	0	0	0	0

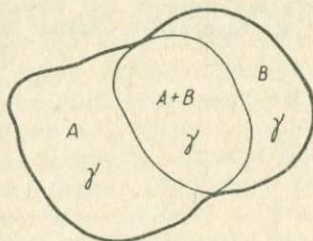


Рис.1. Множество функций изменения мощности.

На первой встречаются все совокупности функций множества γ . Например,

$$A_1 A_5 \in A^N; A^N \in A; A \in \gamma; \text{ или } A_1 B_4 \in (A+B)^N; (A+B)^N \in (A+B).$$

Множество γ ограничено совокупностями, состоящими из элементов $(A_1, A_2, A_3, A_4, A_5; B_1, B_2, B_3, B_4)$.

На второй встречаются только совокупности элементов подмножества A классов A^L и A^N .

Например,

$$A_1 A_2 \in A^N; A^N \in A; A \in \gamma \text{ или } A_1 A_2 \in A^L; A^L \in A; A \in \gamma.$$

На третьей встречается совокупность, составленная исключительно из одного элемента

$$A_1 : A_1, A_1 \in A^L; A^L \in A; A \in \gamma.$$

Такого вида совокупность при прогнозе структурных планов на глубокие горизонты применяется только тогда, когда у нас вообще нет никаких данных об изменении мощности от свода к крыльям или есть данные по одной точке (скважина, обнажение и др.).

Подобные матрицы можно составить для каждой геологической провинции, где применяется метод прогноза глубинных горизонтов, и использовать их для построений, и по мере увеличения информации расширять их или сжимать, когда появляется подтверждение повторяющихся совокупностей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Прокопенко А.И. Об эффективности дополнения геолого-геофизических методов при выявлении антиклинальных структур и подготовке их к глубокому бурению.—В кн.: Методология и методика геологических и геофизических исследований в Сибири. Новосибирск, 1975, с. 100-105.

ЦИКЛИЧНОСТЬ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА

Исследование системно-слоевых ассоциаций в геологических разрезах на уровне более высоком, чем элементарный, имеют большое научное и практическое значение. С их образованием связаны некоторые общие закономерности распределения органического вещества, минеральных компонентов, резервуаров, экранов и т.д. в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. Большой вклад вносят исследования цикличности осадконакопления в региональную стратиграфию района.

Важность вопросов, которые решают исследования цикличности осадконакопления, ставит перед нами задачу более точного, более объективного выделения мезоциклитов в геологических разрезах.

В предыдущей работе автора [3] была сделана попытка при выделении элементарных циклитов перейти с качественной основы на количественную. По предложенной методике было обработано семь основных разрезов юрско-меловых отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба. Это позволило уточнить многие границы элементарных циклитов, определить величину резкости границ, а также дало возможность производить математическую и статистическую обработку полученных данных.

Одним из главных признаков при выделении элементарных циклитов в терригенных отложениях является направленное изменение величины зернистости обломочного материала [5]. Как показывают наблюдения, существуют и более общие закономерные изменения в направленности изменения величины зернистости обломочных пород. В этой работе предпринята попытка, на основе уже предложенного количественного метода для выделения элементарных циклитов [3], путем «сглаживания» получаемых кривых выделять циклиты более высокого ранга.

Основными исходными данными о породе, о характеристике взаимоотношений пород (системно-слоевых ассоциаций) в разрезе в процессе обработки по предлагаемому методу являются полевые наблюдения и данные лабораторных исследований пород (гранулометрический анализ и петрографическое описание шлифов пород под микроскопом).

Осадочные породы, которые являются в значительной мере продуктами механической дифференциации обломочного материала, в основном, представлены частицами (зернами), размер которых колеблется в весьма широком диапазоне. В большинстве случаев в породе присутствуют глинистая, пелитовая, алевроитовая и песчаная фракции, размеры которых, как известно, отличаются по своей величине на целый порядок. Существует большое количество классификаций обломочных пород по величине слагающих ее обломков, а также, как более детальные, и по процентному (весовому и т.д.) их содержанию в породе [1]. Нередки случаи, когда мы оказываемся в затруднительном положении при процетуре названия породы, т.к. подбирается иногда такая комбинация процентного содержания фракций, которая не соответствует строгой классификации обломочных пород. Например, равные или приблизительно равные процентные содержания фракций вызывают определенные трудности при наименовании породы. Незначительные превышения одной фракции над другой существенно меняют название породы. В работах Ю.Н. Карогодина (например, [5]), посвященных изучению цикличности осадконакопления, одним из главных признаков при выделении элементарных и более высокого ранга циклитов в разрезе является изменение грубозернистости материала по разрезу.

Встает, естественно, вопрос: как же мерить эта «грубость»? Изучению обломочных пород посвящено многочисленное количество работ, в которых исследователи предлагали и предлагают методы количественного отображения гранулометрического состава обломочных пород. Все они служат определенным целям и задачам, которые исследователи ставят перед собой. В вопросе же изучения цикличности терригенных пород перед нами ставится задача определения количественной оценки обломочной породы и характера изменения ее по разрезу.

Для решения этой задачи мы воспользовались данными гранулометрического анализа пород, которые были подкреплены изучением шлифов пород и детальными полевыми наблюдениями.

Для определения величины зернистости обломочных пород была взята формула, которая, как нам кажется, наиболее тонко фиксирует изменения в обломочной породе, учитывая размеры обломков (зерен) и процентное их соотношение (содержание).

При подсчете величины зернистости пород формула выглядит следующим образом:

$$Z = 1 \cdot S_1 + 5S_2 + 10S_3 + 25S_4 + 50S_5 + 100S_6 \dots,$$

при условии, что при гранулометрическом анализе породы выделяются фракции: 1) 0,01; 2) 0,01-0,05; 3) 0,05-0,1; 4) 0,1-0,25; 5) 0,25-0,5; 6) 0,5-1 мм, где

а) Z — величина — суммарной зернистости породы;

б) $S_1, S_2, S_3, \dots, S_6, \dots$ — процентное (весовое) содержание фракций;

в) цифровые значения, которые стоят перед процентным содержанием, отвечают максимальным размерам зерен соответствующих фракций увеличенным в 100 раз для удобства подсчета значений.

Более детальному рассмотрению получения формулы и методики ее использования была посвящена предыдущая работа автора [3].

Физический смысл получаемой величины заключается в том, что мы получаем средние значения величины размера зерен, слагающих породу, которые находятся в строгой зависимости от величины зерен и их процентного (весового) содержания в породе. Получаемая величина чутко реагирует даже на слабые нарушения пропорций содержания фракций в породе. Чем больше содержания более крупных зерен в породе, тем большие значения величины мы получаем. Следует отметить, что значения Z соответствуют, в общем, принятой классификации обломочных пород (величине размера зерен классов пород), но в отдельных случаях может и не совпадать.

Как отмечают многие исследователи, в осадочных морских (водных) бассейнах наблюдается зависимость между гидродинамическим режимом и грубостью (величиной зернистости) породы. В частности, Н.М.Страхов отмечает, что «... чем активнее в какой-либо точке седиментационной области гидродинамический режим, тем более грубозернист отвечающий ему осадок» [4]. Многие исследователи используют грубозернистость обломочных пород как показатель интенсивности тектонических движений и т.д. Но следует отметить, что величина грубозернистости (зернистости) пород имеет сложную функциональную зависимость от многих переменных, и связывать ее с какой-либо из них нужно очень осторожно, имея в виду последующие выводы.

Как нам кажется, совершенно прав Н.М.Страхов, связывая величину грубости породы с гидродинамическим режимом бассейна в определенной его точке (участке) [4]. Если сделать допущение, что величина зернистости пород находится в прямой зависимости от гидродинамического режима бассейна, то величина зернистости, в свою очередь, будет являться показателем величины гидродинамического режима в бассейне седимен-

тации, а изменение зернистости по разрезу будет говорить об изменении гидродинамического режима во времени, т.е. об изменении ее энергетического потенциала.

В предлагаемой работе рассматривается метод выделения циклитов в разрезе на базе тех же принципов и характеристик, которые были использованы при выделении элементарных циклитов. Для выявления цикличности терригенных отложений более высокого ранга, предлагается метод «сглаживания» кривых элементарных циклитов. Он заключается в следующем:

1. Весь геологический разрез разбивается на равномерный шаг l по мощности отложений, который удовлетворяет условию:

$$m_{max} > l > m_{min}$$

где m_{max} — мощность наибольшего по мощности элементарного циклита, m_{min} — мощность наименьшего по мощности циклита.

2. Подсчитываются средние значения величин зернистости для каждого шага. Значения этой величины относятся к середине шага. Наибольшей точности при подсчете средних значений Z достигаются путем подсчета площадей под кривыми элементарных циклитов.

3. По полученным значениям Z строится кривая, по которой минимумы и максимумы отражают более общие изменения грубозернистости пород в разрезе.

4. Подобную операцию можно продолжить и дальше, увеличивая величину шага. Исходными данными в этом случае являются значения, полученные при первом подсчете средних значений Z . Средние значения при последующих операциях определяются как среднеарифметическое имеющихся уже значений.

Автором детально описан разрез юрских отложений береговых обрывов западного берега Анабарской губы, восточной части Енисей-Хатангского прогиба. В процессе выделения элементарных циклитов и мезоциклитов использовано детальное литологическое описание разреза, общая мощность которого составляет около 800 м, было выполнено около 200 гранулометрических анализов и описано около 300 шлифов пород. Результаты гранулометрических анализов были обработаны по предложенной методике, что позволило выделить в разрезе юрских отложений три мезоциклита, которые охватывают стратиграфический диапазон от геттанского до келловейского ярусов (рис. 1). Четвёртый мезоциклит выделяется в объеме келловейского, оксфордского и кимериджского ярусов. Отложения последнего на западном берегу Анабарского залива не обнажаются, но он устанавливается по другим разрезам этой части региона (вос-

точный берег Анабарского залива, п-ов Пакса, о. Б.Бегичев). Юрские отложения западного берега Анабарской губы, как видно из рис. 1, представлены терригенными породами, в основном, алевролитами и глинами и в меньшем количестве песками.

Кривые изменения величины зернистости пород, которые показаны на рис. 1, получены путем «сглаживания» кривых элементарных циклов. Первая из них получена при «сглаживании» с шагом 5 м, вторая—10 м по мощности. Следует отметить, что тенденция в изменении величин зернистости пород во всех трех мезоциклах одинакова. В трансгрессивную фазу она довольно резко падает от величины зернистости песчаников или алевролитов до тонкоотмученных глин. Как в масштабе времени, так и в масштабе мощности эта фаза почти на порядок меньше второй фазы цикла седиментации—регрессивной. В регрессивную фазу во всех мезоциклах мы наблюдаем постепенное увеличение зернистости пород и только в финально-регрессивную фазу наблюдается слабое пилообразное уменьшение зернистости пород, что, видимо, связано с общей деградацией в развитии бассейна седиментации, падением его энергетического потенциала Е. В литологии пород это отражается в появлении относительно большого количества глинистого материала (широкий породный диапазон и частое переслаивание пород). Как правило, границы мезоциклов характеризуются перерывами в осадконакоплении, размывами финально-регрессивных частей мезоциклов. Как видно из рис. 1, на границе мезоциклов величина зернистости пород резко меняет свою направленность, что дает нам право проводить границу по перегибу в изменении зернистости пород.

Первый мезоцикл включает в себя отложения геттанского, синемюрского и плинсбахского ярусов, что в абсолютном летоисчислении составляет по Афанасьеву Г.Д. [2] 13 млн.лет. Мощность его в разрезе Анабарской губы—300 м.

Второй мезоцикл включает в себя отложения тоарского и ааленского ярусов, что в абсолютном летоисчислении составляет 8 млн.лет. Мощность его в разрезе Анабарской губы—220 м.

Третий мезоцикл включает в себя отложения байосского и батского ярусов, что в абсолютном летоисчислении составляет 11 млн.лет, мощность его—160 м.

Четвертый мезоцикл включает в себя отложения келловейского, оксфордского и кимериджского ярусов, которые в разрезе западного берега Анабарской губы представлены только фрагментами отложений келловейского яруса, но в целом изменение характера пород этого мезоцикла известно автору по

другим разрезам восточной части Енисей-Хатангского прогиба (п-ов Пакса, о. Б.Бегичев). В абсолютном летоисчислении формирование этого циклита продолжалось 13 млн.лет.

Сравнивая время, которое было необходимо для формирования каждого из мезоциклитов, нетрудно обнаружить, что от мезоциклита к мезоциклиту оно закономерно увеличивается. Спорным пока является выделение первого мезоциклита. Возможно, что при более детальных исследованиях этой части разреза он будет разделен на два самостоятельных мезоциклита.

Следует также отметить тот факт, что границы мезоциклитов (начало мезоциклита) изохронны во всех исследованных разрезах восточной части Енисей-Хатангского прогиба (р. Анабар), п-ов Пакса, о. Б.Бегичев, мыс Цветкова, р. Боярка и др.) настолько, насколько точно позволяет определить это биостратиграфический метод. По предварительным данным, изохронность границ мезоциклитов также трассируется и в западную часть Енисей-Хатангского прогиба (Усть-Енисейский район).

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Методом количественной оценки величины зернистости обломочных пород, как наиболее объективным при исследовании цикличности осадконакопления, выделяются и подтверждаются выделенные в процессе полевых исследований как элементарные циклиты, так и циклиты более высокого ранга (мезоциклиты). С последними в регионе связаны основные региональные резервуары и экраны.

2. В целом, в регионе во всех разрезах наблюдается однонаправленная тенденция в изменении литологии пород.

3. Отмечается изохронность границ выделенных мезоциклитов в разрезах восточной части Енисей-Хатангского прогиба, а также, по предварительным данным, и в западной части прогиба в Усть-Енисейском районе.

4. Наблюдается закономерное увеличение времени формирования мезоциклитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. часть 1, М., Госгеолтехиздат, 1962, 518 с.

2. Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., «Наука», 1975.

3. Левчук М.А. О количественной характеристике гранулометрического состава обломочных пород циклокомплексов.—В кн.: Геоцикличность. Новосибирск, 1976, с. 90-99.

4. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза т. 2. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1960, 574 с.

5. Трофимук А.А., Кародин Ю.Н. Основные типы циклокомплексов нефтегазоносных бассейнов Сибири.—«Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 5, с. 1156-1159.

РЕФЕРАТЫ

УДК 658.386.3

Семинар «Вопросы изучения осадочной оболочки Земли». Опыт организации и работы. А. С. Гибшер, П. П. Кузнецов, Н. В. Сенников—В кн.: Вопросы изучения осадочной оболочки Земли. Новосибирск, 1978.

Изложены опыт и результаты работы семинара научной молодежи сектора стратиграфии, тектоники, литологии и осадочных полезных ископаемых Института геологии и геофизики СО АН СССР.

УДК 552.52:553.98

Взаимосвязь катагенеза рассеянного органического вещества и литификации вмещающих толщ на примере доюрских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты.— А. П. Фомин.—В кн.: Вопросы изучения осадочной оболочки Земли. Новосибирск, 1978.

Рассмотрены соотношения между литификацией глинистых пород и катагенезом заключенного в них рассеянного органического вещества (РОВ). Выявлено, что эти процессы идут параллельно друг другу. В сильно литифицированных породах, обычно, находится РОВ, претерпевшее существенные катагенетические преобразования. Причем определенным стадиям катагенеза РОВ соответствуют определенные значения объемного веса. Илл. 1, библи. 5 назв.

УДК 551.24 (571.15)

Элементы стратификации офиолитовой ассоциации в гипербазитовых поясах Алтае-Саянской складчатой области. П. П. Кузнецов—В кн.: Вопросы изучения осадочной оболочки Земли. Новосибирск, 1978.

Анализ строения разрезов офиолитовой ассоциации в ряде гипербазитовых поясов Алтае-Саянской области показывает, что в случае относительно небольших внутренних тектонических преобразований в них намечается подобие строению офиолитов складчатых областей линейного строения. На примере разреза офиолитового комплекса Куртушибинского хребта и пространственного соотношения компонентов этого комплекса и вмещающих его пород в современной структуре, сделаны выводы, что формирование этого комплекса произошло в результате гипотетического «раздвига» блоков относительно консолидированной рифейской коры. В его зоне начался базитовый магматизм, завершившийся в эпоху салаирского тектогенеза формированием субслоистой офиолитовой серии с мантийными гипербазитами в основании, впоследствии перекрытой терригенными толщами геосинклинального разреза и испытавшей прогрессивный региональный метаморфизм. Библи. 34 назв.

УДК 551.24 (235.222)

К палеотектонике нижнего девона северной части Ануиско-Чуйского синклиналия (Горный Алтай). А. А. Пузырев, М. М. Буслотов.—В кн.: Вопросы изучения осадочной оболочки Земли. Новосибирск, 1978.

В статье приводятся данные по литологическому составу и мощности нижнедевонских отложений северной части Алуэско-Чуйского синклиория на пересечении Шинок—Куваш—Кысмаин. На основании их анализа делается вывод о границах раннедевонского бассейна осадконакопления. Библ. 11 назв.

УДК 551.21

Основные черты эволюции вулкана Крашенинникова (Восточная Камчатка). В. Н. Скорыходов.—В кн.: Вопросы изучения осадочной оболочки Земли. Новосибирск, 1978.

Изучение морфологии, геологического строения и состава продуктов извержений вулкана Крашенинникова позволили реконструировать историю его развития и выделить основные этапы формирования. Для каждого этапа подсчитана суммарная тепловая энергия извержений и удельная тепловая мощность вулкана. Изменение этой величины во времени объясняется направленной эволюцией вулкана и его корневой зоны. Илл. 2, табл. 1, библ. 7 назв.

УДК 551.72(571.51)

Местные и корреляционные стратиграфические подразделения позднего докембрия Манского прогиба. А. С. Гибшер.—В кн.: Вопросы изучения осадочной оболочки Земли. Новосибирск, 1978.

В статье обосновывается выделение двух корреляционных горизонтов в фацциально-изменяемых отложениях позднего докембрия Манского прогиба. Библ. 17 назв. Илл. 1.

УДК 551.732(576.1/5) + 56(113.2)

Новые находки кембрийских граптолитов на Сибирской платформе. Н. В. Сенников.—В кн.: Вопросы изучения осадочной оболочки Земли. Новосибирск, 1978.

На основе изучения литературных и новых данных приведена таксономическая иерархия всех известных кембрийских родов граптолитов. Проанализирован видовой и родовой состав кембрийских сообществ граптолитов с Сибирской платформы, из Австралии, из Северной Америки и из Испании. Намечены пути миграции граптолитов в кембрийский период по различным бассейнам земного шара. Илл. 1, библ. 12 назв.

УДК 56(113.3):564.3(571.51-17)

Новые данные по систематике и условиям существования силурийских гастропод севера Сибирской платформы (бассейн р. Мойеро). Н. И. Курушин.—В кн.: Вопросы изучения осадочной оболочки Земли. Новосибирск, 1978.

Приводятся новые данные по систематике гастропод из силурийской платформы. Впервые дается описание элементов экологии и образа жизни брюхоногих моллюсков, обитавших в силурийском море. Илл. 1, библ. 7 назв.

УДК 550.822 + 550.834

Анализ изменения мощности локальных и более крупных поднятий. А. И. Прокопенко, Ю. Я. Лыков.—В кн.: Вопросы изучения осадочной оболочки Земли. Новосибирск, 1978.

В статье дана систематизация различных типов изменения мощности в пределах локальных и более крупных поднятий. Все разнообразие изменения мощности выражено функциональной зависимостью. Это позволит на количественной основе систематизировать все разнообразие изменения мощностей и сопоставлять разные части региона по этому признаку.

УДК 551.24(571.51) + 553.98

Влияние тектонических факторов на размещение залежей углеводородов в Енисей-Ленском региональном мегапрогибе. А. И. Прокопенко.—В кн.: Вопросы изучения осадочной оболочки Земли. Новосибирск, 1978.

В статье показаны закономерности размещения залежей нефти и газа в пространстве и по стратиграфическим комплексам. Выявлено влияние дизъюнктивных и пликтивных дислокаций на распределение залежей углеводородов. Сделан вывод о том, что для образования крупных месторождений необходимо оптимальное сочетание множества факторов, которые контролируются тектоническим режимом осадочного бассейна. Илл. 1, библи. 19 назв.

УДК 551.762(571.51) + 552.51

Цикличность юрских отложений восточной части нисей-Хатангского прогиба. М. А. Левчук.—В кн.: Вопросы изучения осадочной оболочки Земли. Новосибирск, 1978.

В работе рассматривается цикличность юрских отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба. На основе количественного метода выделены элементарные циклиты и мезоциклиты в разрезе терригенных пород западного берега Анабарского залива. Илл 1, библи. 5 назв.

О Г Л А В Л Е Н И Е

А.С.Гибшер, П.П.Кузнецов, Н.В.Сенников. Семинар «Вопросы изучения осадочной оболочки Земли». Опыт организации и работы.	3
А.Н.Фомин. Взаимосвязь катагенеза рассеянного органического вещества и литификация вмещающих толщ на примере доюрских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты.	6
П.П.Кузнецов. Элементы стратификации офиолитовой ассоциации в гипербазитовых поясах Алтае-Саянской складчатой области.	11
А.А.Пузырев, М.М.Буслов. К палеотектонике нижнего девона северной части Ануйско-Чуйского синклиория (Горный Алтай).	20
В.Н.Скороходов. Основные черты эволюции вулкана Крашенинникова (Восточная Камчатка).	26
А.С.Гибшер. Местные и корреляционные стратиграфические подразделения позднего докембрия Манского прогиба.	37
Н.В.Сенников. Новые находки кембрийских граптолитов на Сибирской платформе	54
Н.И.Курушин. Новые данные по систематике и условиям существования силурийских гастропод севера Сибирской платформы (бассейн р. Мойеро).	61
А.И.Прокопенко. Влияние тектонических факторов на размещение залежей углеводородов в Енисей-Ленском региональном мегапрогибе.	68
А.И.Прокопенко, Ю.Я.Лыков. Анализ изменения мощности локальных и более крупных поднятий.	86
М.А.Левчук. Цикличность юрских отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба.	89
Рефераты.	96

ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ
ОСАДОЧНОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

Технический редактор *Л.А. Жукова*

Подписано к печати 14. III. 1978 г. МН02718
Бумага 60x84/16. Печ. л. 6,25 + 1 вкл. Уч.-изд. л. 6,2.
Тираж 500. Заказ 169. Цена 43 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

Цена 43 коп.

2542