

УДК 553.98:551.734/.735(481-922.1)

Верба М.Л.

Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие по морским геологоразведочным работам «Севморгео» (ФГУНПП «Севморгео»), Санкт-Петербург, Россия, verba@sevmorgeo.com

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕНОСНОСТИ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АНДРЕ-ДИКСОНСКОГО АВЛАКОГЕНА (ШПИЦБЕРГЕН)

Рассматриваются геологические, геофизические и химико-аналитические данные о вещественном составе, условиях залегания и характере органического вещества среднепалеозойских пород, развитых в окрестностях Билле-фьорда на о. Зап. Шпицберген. Показано, что формационные характеристики девонской толщи исключают возможность нахождения её в составе фундамента Свальбардской плиты и свидетельствуют о принадлежности к недислоцированным образованиям осадочного чехла рифтогенного прогиба, для которого предлагается название Андре-Диксонский авлакоген. Приведены свидетельства отсутствия регионального «свальбардского» несогласия, которое ранее рассматривалось как подошва осадочного чехла Свальбардской плиты. Выявлена полоса приконтактового метаморфизма вдоль Биллефьордского разлома, обусловленная внедрением мощной серии базитовых интрузий каменноугольного возраста, которые ранее рассматривались как горст докембрийских пород. Описаны признаки горячего контакта этой интрузии со вмещающими породами каменноугольного возраста. Сделан вывод, что девонские и каменноугольные отложения, слагающие единый мощный синрифтовый комплекс, представляют перспективный объект для поисков нефти, по своим характеристикам, условиям формирования и положению в разрезе сопоставляемый с аналогичной по возрасту продуктивной толщей Печоро-Колвинского авлакогена. Присутствие в разрезе каменноугольных отложений по берегам бухты Петунья залежей жирного углеводородного газа, газового конденсата и легких нефтей рассматривается как результат ускоренного созревания органического вещества в условиях термального воздействия горячей магмы на вмещающие ее осадочные породы.

Ключевые слова: *угленосные отложения, органическое вещество, карбон, девон, интрузия, габбро, «горячий» контакт, газ, газовый конденсат, легкая нефть, полупромышленные притоки, Шпицберген, Билле-фьорд.*

Введение

Центральное положение в структуре о. Зап. Шпицберген занимает крупный субмеридиональный грабен, не имеющий собственного названия и именуемый по возрасту отложений, доминирующих в его разрезе, девонским. В середине прошлого века зародилось представление о том, что девонские и каменноугольные отложения, развитые на Земле Диксон и окружающих районах, разобщены в вертикальном разрезе региональным «свальбардским» несогласием, а по латерали разделены Баллиолбреенским горстом, который сложен докембрийскими породами серии *атомфьелла* и с тех пор рассматривается как

восточное ограничение упомянутого девонского грабена [Harland et al., 1974; Hjelle, 1993; Harland, 1997]. На основании этих представлений, которые приобрели широкое распространение в среде зарубежных и отечественных геологов, в состав платформенного чехла Шпицбергена включаются отложения не древнее карбона [Красильщиков, 1973; Лившиц, 1973]. В соответствии с этими взглядами, которые нашли отражение на многих геологических и тектонических картах, рассматриваемый грабен был отнесен В. Харландом к структурам фундамента, не представляющим интереса с позиций нефтегазоносности, и эта точка зрения разделяется в наше время многими российскими геологами [Евдокимов и др., 2008]. Исследования последних десятилетий и, в особенности, обнаружение в этом разрезе прямых признаков нефтеносности, показали, однако, что эти издавна существующие представления нуждаются в корректировке.

Автор настоящего сообщения в период 1986-2002 гг. неоднократно соприкасался с этой проблемой, когда документировал на севере Билле-фьорда обнажения девонских и каменноугольных отложений, изучал притоки нефти из скважин на восточном берегу бухты Петунья, и анализировал сейсмические материалы, полученные ФГУНПП «Севморгео», на акватории Билле-фьорда. Наиболее важным из полученных результатов явился вывод о том, что длинная (до 40 км) и узкая (не шире 1 км) полоса развития магматических и метаморфических пород, получившая известность под названием горста Баллиолбреен, в действительности представляет собой крутопадающую дайку, сложенную измененными породами преимущественно габбрового состава и имеющую «горячий» контакт со вмещающими породами [Верба, Верба, 1997, 2002; Верба, 2005]. В итоге был сделан вывод об отсутствии структурного несогласия между девонскими и каменноугольными отложениями и платформенном характере залегания обеих этих толщ (рис. 1) и наличии благоприятных геохимических условий для формирования в них углеводородных залежей. Обсуждению данных, лежащих в основе этих выводов, и определяющих перспективность среднепалеозойских отложений, посвящено нижеследующее изложение.

Разрез осадочных пород грабена

Осадочный разрез в окрестностях Билле-фьорда представлен девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями. В непосредственной близости от Биллефьордского разлома, на расстоянии до сотен метров от него, девонские и в меньшей степени каменноугольные отложения залегают в нарушенном состоянии и часто сильно метаморфизованы, вследствие чего естественная последовательность напластований в них устанавливаются недостаточно уверенно [Пчелина, Богач, Гаврилов, 1986].

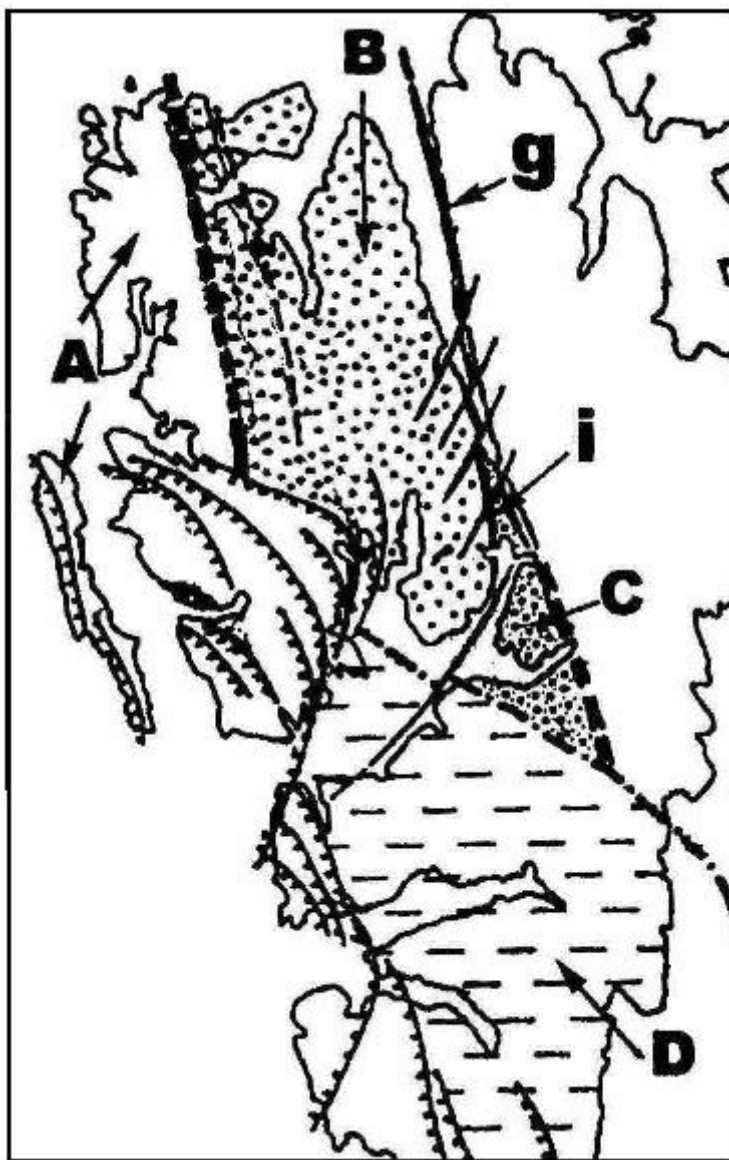


Рис. 1. Принципиальная тектоническая схема о. Зап. Шпицберген

Область развития альпийских надвигов Западно-Шпицбергенской складчатой области (A), девонский грабен (B) и Биллефьордский трог (C) перекрыты на юге мезозой-кайнозойскими покровными комплексами Западно-Шпицбергенского прогиба (D) и разделены в районе горы Пирамида секущей интрузией амфиболитизированного габбро (Баллиолбреенским «горстом»), прослеженной до южной оконечности Вейдефьорда по естественным обнажениям (i) и предположительно трассируемой далее к северу по аэромагнитным данным (g).

С удалением же от разлома породы приобретают черты, свойственные нормальному платформенному разрезу, и стратифицированы вполне надёжно [Мурашов, Мокин, 1976; Hjelle, 1993].

Девонские отложения, слагающие почти всю поверхность земель Андре и Диксона, подробно изучены и расчленены на три отдела [Буров, Семевский, 1976; Мурашов, Мокин, 1976; Harland, 1997]. По данным этих исследователей формирование этого комплекса

началось еще в даунтоне, поэтому его, строго говоря, следовало бы именовать верхнесилурийско-девонским.

Нижний отдел, на который приходится около 70 % всего объема девонских отложений (табл. 1), представлен внизу сероцветными конгломератами и песчаниками серии сиктафьеллет, в средней части - красноцветными конгломератами и галечниками, перемежаемыми желтыми песчаниками, алевролитами и и алевроитистыми известняками а также серо-зелеными песчаниками серии Ред-бей и венчается красноцветной аргиллитом-алевро-песчаной серией Буд-бей, состав и окраска которой меняются по простиранию. Для различных частей разреза нижнего девона характерно присутствие углистых прослоев, крупных неокатанных отторженцев мраморизованных карбонатов и отпечатков панцирных рыб. Мощность нижнедевонских пород, определенная путем суммирования максимальных замеров, превышает 6 км, однако в действительности она вряд ли достигает и половины этой величины, поскольку залеганию пород, как будет ясно из дальнейшего изложения, свойственно клиноформное соотношение разновозрастных серий и, соответственно, проградационное наращивание мощности не в вертикальном, а в горизонтальном направлении, как это обычно наблюдается в дельтах крупных водотоков.

Среднедевонские отложения представлены внизу пестроцветными известняками, аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, в средней части преимущественно темноцветными до черных аргиллитами с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников, а сверху частым чередованием различных светлоокрашенных терригенных разностей, среди которых выделяются пачки светло-серых кварцитовидных песчаников и тонкие прослои углей и углистых пород. Несмотря на изменчивость вещественного состава по простиранию и выпадение из разреза отдельных пачек, признаков несогласного залегания в разрезе не отмечается. Многочисленные находки ихтиофауны позволяют говорить о присутствии в разрезе обоих ярусов среднего отдела, однако положение границы между ними остается неясным. Детальными полевыми наблюдениями, выполненными в окрестностях горы Триунген, было установлено, что девонским образованиям присуща грубая косая слоистость дельтового типа, благодаря которой наклон плоскостей напластования достигает 29-32°. Реконструкция одной из дельтовых клиноформ приведена на рис. 2, который призван иллюстрировать возникновение иллюзии углового несогласия между горизонтально залегающими каменноугольными отложениями и подстилающими косослоистыми фациями девона. В целом клиноформная мегатекстура характерна для всего разреза авлакогена (рис. 3).

Таблица 1

Стратиграфическое расчленение девонского осадочного комплекса на Землях Андре и Диксона
(по [Harland, 1997; Hjelle, 1993])

Возраст толщ	Серия, мощность, м	Свита	Мощность, м
Фаменский ярус верхнего девона и нижний отдел карбона (~355-367 Ma)	Мимердален 600-850	Плантаклёфта	100
Франский ярус верхнего девона (367-377 Ma)		Плантарюгген	100
Живетский и эйфельский ярусы среднего девона (377-386 Ma)		Фискеклёфта	130
		Эстериагаузен	100
	Вейде-бей (600)	Таге-нильсон	600
	Грей-хук 1300-1400	Форкаладен	630
		Тавлефьеллет	300
		Скамдален	150
Эмский ярус нижнего девона (386-390 Ma)	Вуд-бей 2600-2900	Вердален	100
Зигенский ярус нижнего девона (390-396 Ma)		Стьердален	400
		Кальтифьеллет	600-900
		Кап-кьелдсен	1500
Жединский ярус нижнего девона (396-408 Ma), и верхний отдел силура (пржидольский и предположительно лудловский ярусы, 408--412 Ma)	Ред-бей 2400-2550	Бен-невис	900
		Френкельриджен	600-750
		Андребреен	1400
		Ривератоппен	до 700
	Сиктафьеллет 750	Альбертбреен	до 3050
		Лильеборгфьеллет	до 140

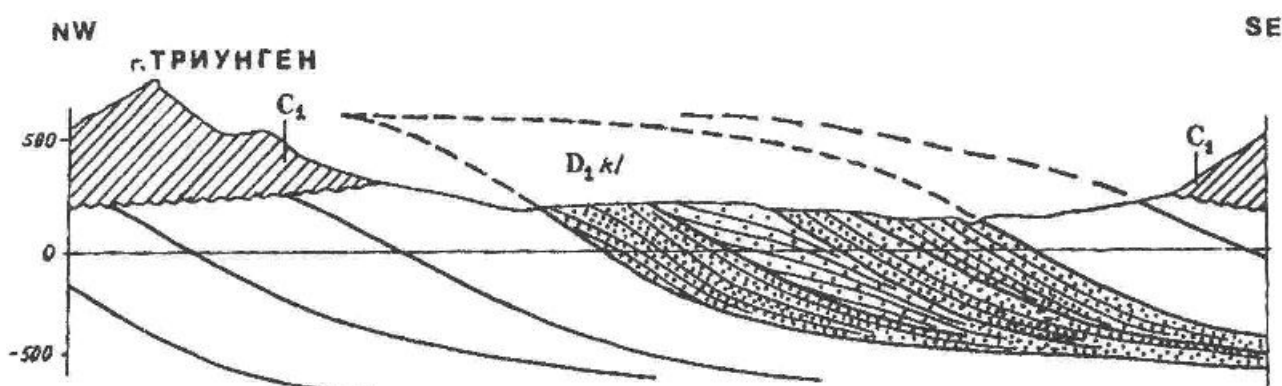


Рис. 2. Схематический разрез через долину р. Хуген

Видно кажущееся угловое «свальбардское» несогласие между каменноугольными отложениями, залегающими горизонтально, и косослоистыми дельтовыми фациями девона, слагающими клиноформную макроструктуру.

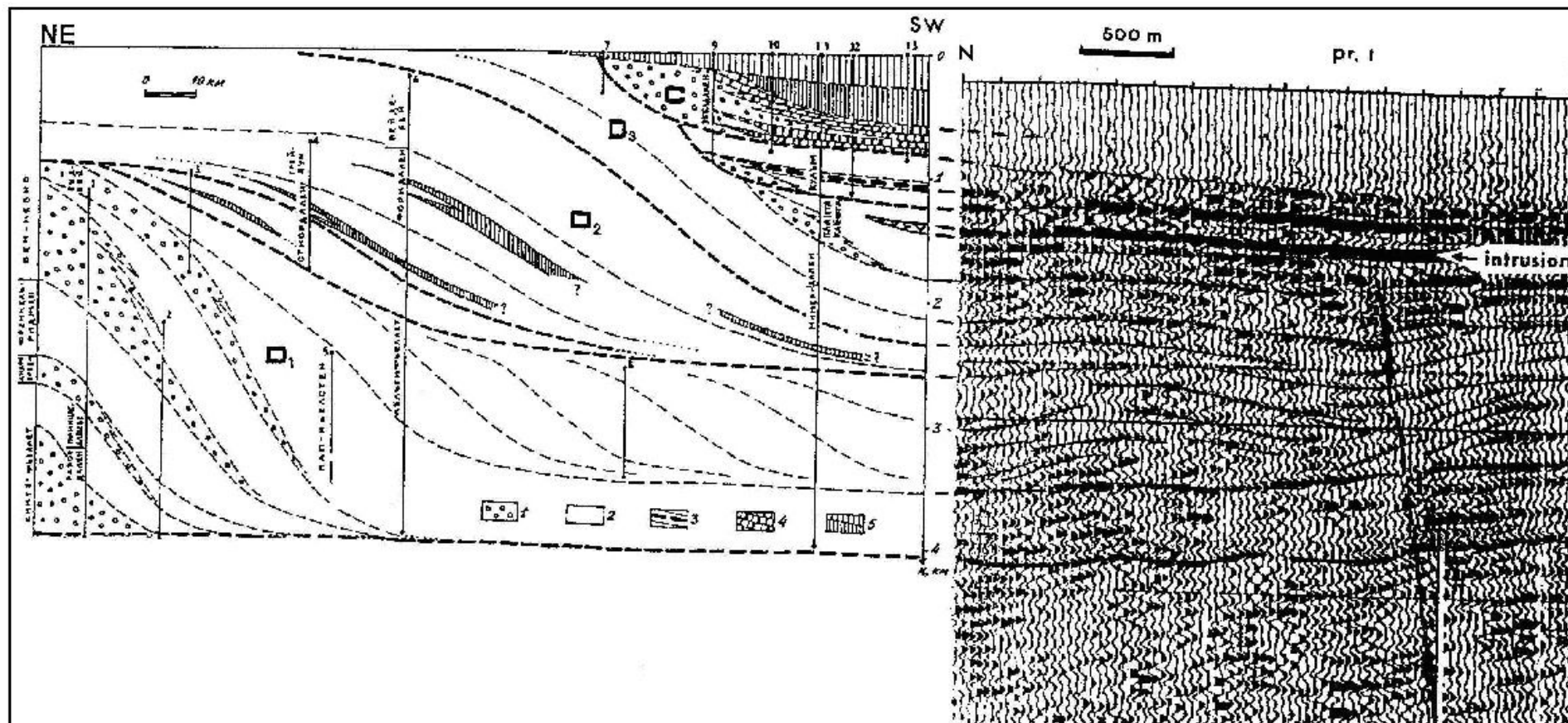


Рис. 3. Схематический разрез Андре-Диксонского авлакогена по направлению от Бок-фьорда до Билле-фьорда, показывающий клиноформное строение девонских и каменноугольных отложений
 1- конгломераты; 2 – песчаники, алевролиты; 3 – угленосные пачки; 4 - карбонатные породы; 5 – аргиллиты, ангидриты, кремнистые породы.

Верхний отдел девона представлен франской свитой *плантарюгген* и фаменской свитой *плантаклѣфта*, верхняя часть которой по заключению Л.Г. Мурашова может относиться к нижнему карбону. Соотношение этих свит между собой и с подстилающими обычно согласное, но иногда фиксируется местное угловое несогласие, обусловленное косослоистой текстурой подстилающих отложений. Большая часть разреза сложена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, окрашенных в серые, темно-серые до черных и зеленовато-серые тона, а вверху появляются прослои красноцветных гравелитов и конгломератов и пачки песчаников, содержащих крупные обломки стволов деревьев. Степень катагенетической преобразованности органического вещества верхнедевонских пород вблизи разлома Баллиолбреен очень высока, но на удалении от него не превышает стадии МК₂ ($R^{\circ}_{\max}=0,73$, скв. 68, глубина 701 м, данные Т.М. Пчелиной, 1986).

Общими для всех девонских пород чертами являются пестрая, преимущественная красно-бурая окраска и низкая стадия дегидратации глинистых минералов и катагенеза органического вещества. Вследствие этого ручьи, берущие начало в поле развития девонских красноцветов, настолько быстро размывают глинистый цемент песчаников, что сразу же вода в них приобретает цвет бурового раствора. Разрезу свойственна быстрая изменчивость литологического состава и мощности по простиранию, постепенное омоложение пород и уменьшение размеров кластического материала в юго-восточном направлении, обилие косослоистых текстур и внутрiformационных перерывов, присутствие пресноводной ихтиофауны.

С этими результатами хорошо согласуется вывод Ю.П. Бурова, который подчеркнул, что породам девона свойственны окислительная среда осадконакопления; опресненная водная среда; отсутствие типично морской фауны, широкое распространение знаков ряби и косой слоистости (от микро- до макро-слоистости), присутствие интракластических конгломератов и гравелитов, осадочных брекчий, текстур усыхания; оползания; следов волочения, появление градационной слоистости внутри крупных слоев, плохая сортировка материала в неслоистых разностях [Буров, Семевский, 1976]. Все эти данные указывают на обстановку устьевой зоны крупной реки, переходящую в фации авандельты, и позволяют отнести весь комплекс девонских отложений к дельтовым формациям, проградационно заполняющим узкую депрессию рельефа. К аналогичным выводам независимо пришли А.Н. Евдокимов и Ю.И. Дараган-Суцов [Дараган-Суцов и др., 1998].

Распространение девонских пород, очевидно, не ограничивалось ареалом их современного развития. По заключению Л.Г. Мурашова область их накопления на востоке

охватывала Нью-Фрисланд, а возможно и острова Эдж и Баренца. На юге архипелага присутствие девонских пород установлено на Хорнсунне, а на севере в Лифде-фьорде. Нет сомнений, что вертикально залегающие сланцы мыса Старостина (на выходе из Ис-фьорда), согласно перекрывающиеся каменноугольными песчаниками, но относимые к докембрийскому фундаменту, также представляют собой смятые и метаморфизованные девонские аргиллитовые отложения.

Каменноугольные отложения также представлены всеми тремя отделами. Основание толщи сложено терригенными угленосными отложениями мощностью 250 м, среди которых преобладают серые грубозернистые песчаники, имеющие обычно кварцевый состав и песчано-глинистый цемент. В толще содержатся мощные пачки алевролитов и аргиллитов, встречаются сравнительно маломощные прослои гравелитов и конгломератов. Для нижней части разреза характерны прослои углей, достигающие мощности 3 м. Стадия метаморфизма углей на месторождении Пирамида в большинстве случаев не выходит за пределы марки ГЖ ($R^{\circ}_{\max}=0,85-1,0$ [Евдокимова, Вороховская, Бирюков, 1986]).

Отложения нижнего карбона без видимого несогласия перекрывают верхнедевонскую свиту плантаклёфта. Некоторую видимость несогласного залегания местами создает присущая подстилающим девонским образованиям грубая косая слоистость дельтового типа, о чем уже говорилось выше. Иллюзию углового несогласия усугубляют гигантские отторженцы крепких песчаников и конгломератов карбона, сползающие по склонам, сложенным легко размываемыми девонскими породами, и создающие на западном склоне г. Триунген, южном склоне г. Сентинел и других местах живописный хаос скал. Эта особенность денудационных процессов на Шпицбергене нередко вводила исследователей в заблуждение относительно мощности и характера взаимоотношения ниже- и среднекаменноугольных пород с подстилающими [Лившиц, 1973]. Отметим, что на о. Медвежий переход отложений позднего девона к раннему карбону также постепенный.

Вышележащие отложения залегают на угленосной толще без видимого несогласия и отличаются резкой фациальной изменчивостью. В их разрезе преобладают песчано-глинистые образования, представленные красными, вишневыми, коричневыми и белыми песчаниками, среди которых присутствуют пачки алевролитов и аргиллитов, прослои конгломератов и редкие прослои гипса. Этот комплекс общей мощностью около 700 м является основным осадочным выполнением Биллефьордского трога, хорошо изучен [Johannssen, Steel, 1992] и состоит из повторяющихся мелких (до 40 м по мощности) секвенций, прослеживаемых, несмотря на быструю латеральную изменчивость, на

значительном расстоянии и образующих закономерную систему клиноформ. Стратиграфическая последовательность по данным этих исследователей состоит из свиты *эббадален*, включающей пачки *хультбергет*, *эббаэльва*, *оделлфьеллет* и *триколорфьеллет*, и самостоятельной пачки *минкинфьеллет* (табл. 2).

Таблица 2

Стратиграфическое расчленения каменноугольных отложений в окрестностях горы Пирамида

Возраст	Пачки (по Э. Юханессену и Р. Стиллу, 1993), в скобках - толщи (по Б.Н. Климову, Б.П. Гаврилову, А.С. Бирюкову)	Мощность, м
Оренбургский ярус верхнего карбона	<i>Cadiellfjellet</i> (верхи нижних «вордиекаменских» известняков)	200
Гжельский ярус верхнего карбона	<i>Black crag</i> (средняя часть разреза нижних «вордиекаменских» известняков)	30
Московский ярус среднего карбона	<i>Minkinfjellet</i> (низы нижних «вордиекаменских» известняков и верхи гипсоносной толщи)	300-400
Башкирский ярус среднего карбона	<i>Tricolorfjellet</i> и ее фациальный аналог <i>Odelfjellet</i> (гипсоносная толща)	400
Серпуховский ярус нижнего карбона	<i>Ebbaelva</i> (пестроцветная толща и верхи надугольной)	200-350
	<i>Hultebergeret</i> (надугольная толща и верхи верхней угольной)	150
	<i>Sporehøgda</i> (межугольная толща и низы верхней угольной)	До 80
Визейский ярус нижнего карбона	<i>Hoelbreen</i> (нижняя угольная толща)	90-170
Турне	<i>Triungen</i> (подугольная толща)	До 100

Разрез карбона многократно описан [Гуль, 1934; Cutbill, Challinor, 1965; Hjelle, 1993], поэтому ограничимся примечаниями, необходимыми для понимания условий его накопления. Так, важно отметить, что пачка *Хультбергет*, состоящая из красноцветных песчаников, чередующихся с толстыми прослоями красных глинистых алевролитов, в фациальном отношении сопоставляется с аллювиальными конусами выноса, примыкающими на востоке к фациям озерного бассейна. Характерной особенностью ее литологического состава является установленный нами факт присутствия большого количества обломков раскристаллизованного кислого вулканического стекла, составляющего в разрезах скважин на восточном берегу бухты Петунья до 35 % всего объема обломочного материала, что указывает на наличие в непосредственной близости от этого места активных вулканов.

Вышележащая пачка *эббаэльва*, которая сложена серо-зелеными глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями карбонатов и эвапоритов у кровли, в фациальном отношении соответствует обстановке приморской равнины с дельтовым веером, изредка покрывавшимся водами морского бассейна. Примечательной особенностью пачки выступают нептунические дайки мощностью до 0,5 м, наблюдавшиеся у мыса Радмоз. Пачка *триколорфьеллет* и ее латеральный эквивалент пачка *оделлфьеллет*, которые сложены гипсами и ангидритами, чередующимися с известняками, доломитами, реже, с песчаниками, аргиллитами и конгломератами, накопилась в изменчивых фациях мелкого моря, веерных дельт, лагун и сабх. Перекрывающая их самая верхняя пачка *минкинфьеллет* состоит из преимущественно карбонатных отложений открытого моря.

Верхнекаменноугольно-нижнепермская толща, венчающая разрез осадочных пород, развитых по берегам Биллефьорда, залегает на подстилающих образованиях согласно и соединяется с ним постепенным переходом. Она характеризуется преобладанием карбонатов и сульфатов и почти полным отсутствием терригенных пород, представленных только маломощными пачки аргиллитов. В разрезе преобладают окремненные и/или доломитизированные известняки и доломиты, слагающие многометровые отвесные стены, башни и минареты, давшие название Темплъ-фьорду. Завершает разрез пачка битуминозных «верхних вордиекаменских» известняков.

Таким образом, в вертикальном разрезе отложений, слагающих девонский грабен и каменноугольный трог, можно видеть принципиальное сходство общего фациального облика отложений и степени их метаморфизма, а также отчетливо прослеживается единая трансгрессивная тенденция, которая выражается в постепенном изменении литофациальных характеристик пород от грубообломочных аллювиальных отложений в основании толщи до хомогенных образований глубокого шельфа в ее кровле.

Условия залегания осадочных пород

Структурно-тектоническая обстановка Земли Диксон и окружающих территорий изучалась длительное время [Люткевич, 1937; Cutbill, Challinor, 1965; Harland et al., 1974; Буров, Семевский, 1976; Naremo, Andersen, 1988; Manby, Liberis, 1992]. Полученные в предшествующие годы данные были дополнены полевыми наблюдениями автора, выполнившего маршрутные пересечения гор Сентинел, Триунген, Красная, Вордиекаммен, по долинам ручьев Мимер, Гонвил, речке Хугин и др., упомянутыми сейсмическими материалами и результатами изучения кернa скважин, пробуренных по берегам бухты

Петунья. Синтез этих данных показал, что структурные планы девонских и каменноугольных отложений определяются весьма сходным чертами.

Залеганию *девонских* пород в целом свойственно общее юго-восточное падение, прослеживаемое на больших расстояниях, и пологий, не более 30-35° наклон пород. Лишь на отдельных локальных участках, главным образом вблизи дизъюнктивных нарушений, хорошо видных в обнажениях, падение пород более разнообразно - появляются падения в северных румбах, а углы наклона достигают 60° и более [Буров, Семевский, 1976]. Аналогичный вывод принадлежит А. Елли [Hjelle, 1993], который отметил, что девонские породы в окрестностях фьордов Диксона и Экмана залегают почти горизонтально, и только вблизи Биллефьорда сильно деформированы. Таким образом, общую структуру девонских пород на данном участке можно было бы характеризовать как крупную пологую моноклираль, осложненную единичными дизъюнктивными нарушениями. К северу от нее, на Земле Андре Ю.П. Буров с Д.В. Семевским описывают более сложную структуру девонских пород, что в какой-то мере, видимо, соответствует реальной тенденции, однако, в целом результаты их наблюдений бесспорно отражают влияние теоретических представлений В. Харланда, в соответствии с которыми девонская толща должна принадлежать складчатому фундаменту.

В диссонансе с этими представлениями находятся наблюдения, указывающие на различную ориентировку дизъюнктивов, преимущественно меридиональных, и простираения пород, обычно северо-восточного, что указывает на разное время образования разрывных нарушение и наклона пород. Показательно и отсутствие в девонских отложениях за пределами зоны Биллефьордского разлома пликативных деформаций. Значительный разброс азимутов падений пород при относительном постоянстве наклона заставил обратить внимание на седиментационные текстуры пород, среди которых преобладают флюидальные – косо- и перекрестно-слоистые. Закономерная ориентация элементов залегания косослоистых пород хорошо видна на рис. 4, причем величина угла наклона в интервале 26-31° хорошо коррелируется с предельными значениями угла естественного откоса песков, зависящего от их состава и окатанности. Непосредственные полевые наблюдения показывают, что азимутальные несогласия между соседними косослоистыми сериями может достигать значительных величин. Так, в верховьях р.Хуген было замечено, что падение пласта песчаников в кровле косослоистой серии на расстоянии 15 м сменилось от ЮВ 150° $\angle$ 25° до ЮВ 210° $\angle$ 15°. Наличие в разрезе пластических деформаций оползневой природы, в которых направление смещения осадка как правило совпадает с падением пород,

подтверждает существование палеосклона, погружающегося на юго-восток в соответствии с общей ориентацией терригенного сноса.

Таким образом, видимый невооруженным глазом наклон девонских пород обусловлен не тектоническим фактором, а специфически выраженной седиментогенной слоистостью. Подобного рода крупные косые серии в сейсморазведке именуются клиноформами и фиксируются в осадочных бассейнах достаточно часто, но в естественных обнажениях далеко не всегда можно охватить взглядом седиментационную форму в несколько километров длиной и мощностью в сотни метров.

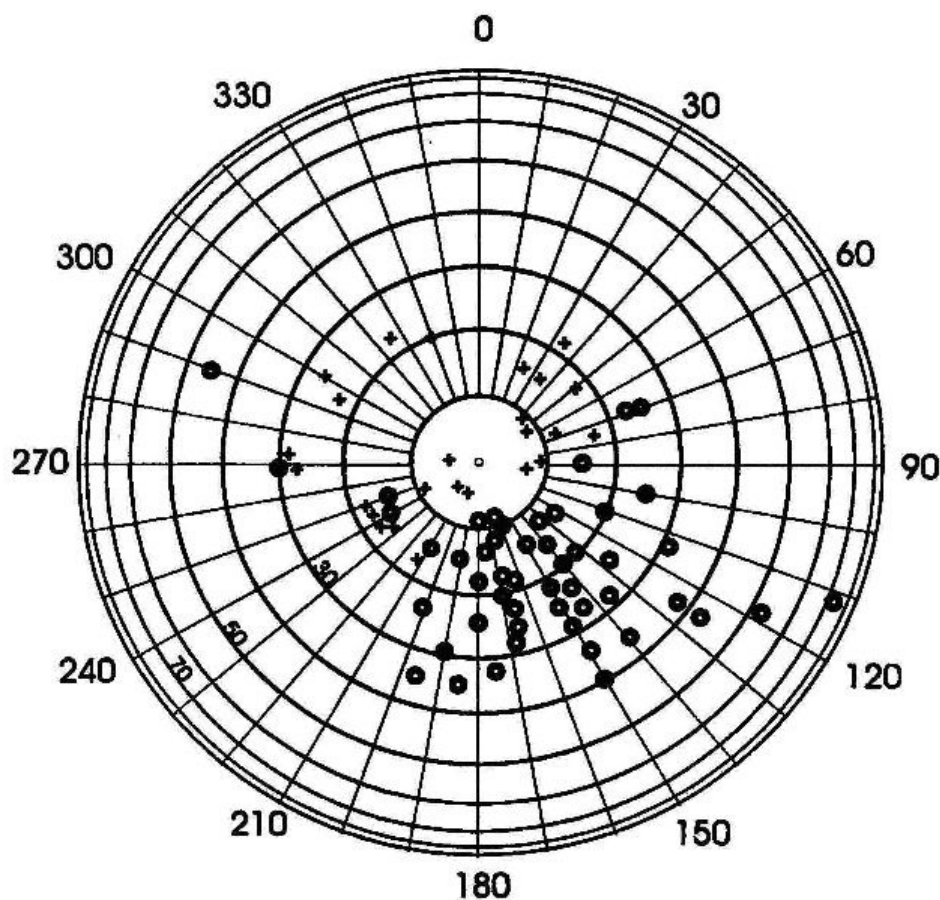
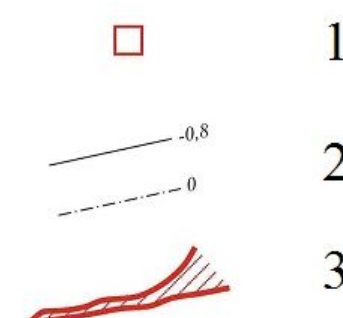
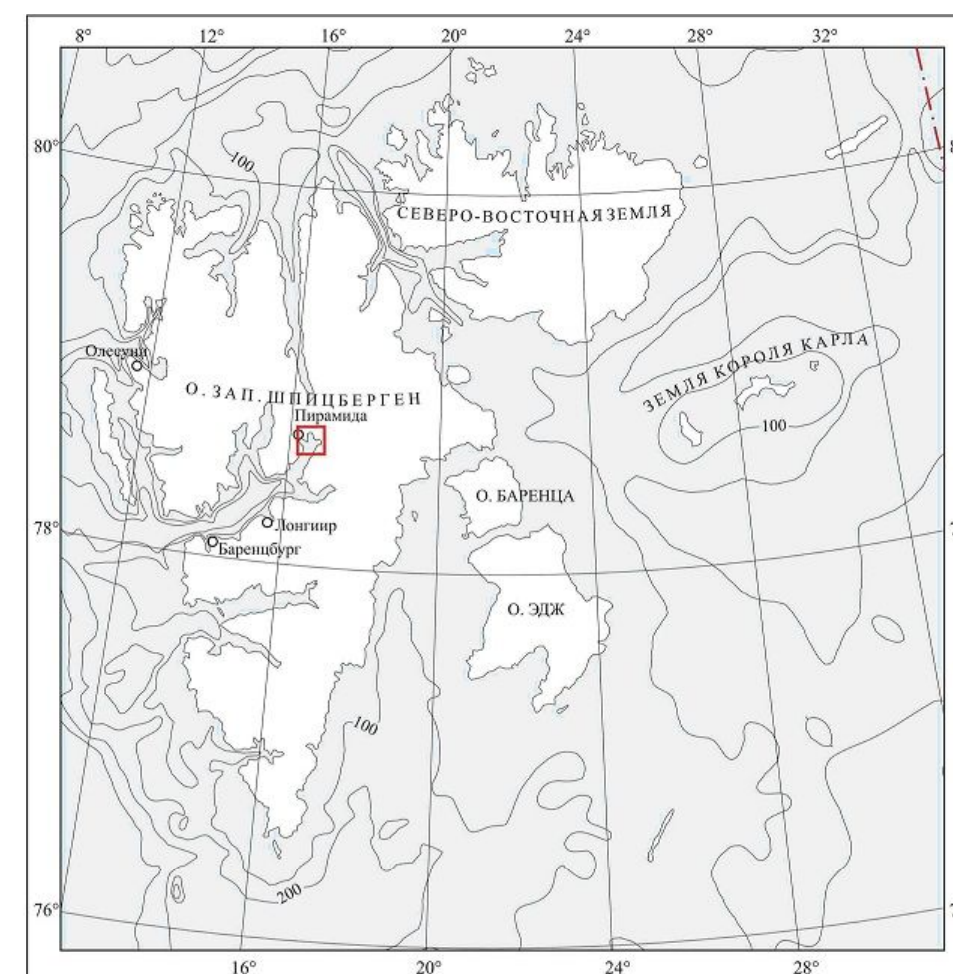


Рис. 4. Круговая стереограмма полюсов нормалей к плоскостям напластования в девонских и каменноугольных отложениях (соответственно - кружочки, 53 замера и крестики, 25 замеров) в долине р. Хуген, отражающая принципиальное сходство их условий залегания
На диаграмме видны: облако точек, отражающее господствующее ЮВ направление сноса терригенного материала, и отдельные замеры в тектонически нарушенных зонах с преобладающим ССВ простираанием.

Условия залегания **каменноугольных** пород за пределами зон тектонических нарушений столь же спокойные, как и девонских (рис. 5). Э. Юхансон и Р. Стил в своей обстоятельной работе отмечают, что в региональном плане они, как и подстилающие, образуют систему клиноформ, погружающихся в южном и юго-восточном направлениях [Johannssen, Steel, 1992].



1:100 000
В одном сантиметре 1000 м

1 0 1 2 3 4 5 6 7 8 км

1 – район бухты Петунья; 2 – стратонизогипсы, км; 3 – разрывные нарушения.

А. Гуль, одним из первых исследовавших этот район, отмечал, что красноцветы девона и среднего карбона трудноотличимы по условиям залегания и степени метаморфизма [Гуль, 1934]. Одновременно с этим, в зоне Биллефьордского разлома залегание этой толщи сильно нарушено, что хорошо видно на склонах гор Пирамида и Красная, Одель и Бульмафьеллет.

Строение этой зоны интерпретируется исследователями неодинаково. На фотографии, сделанной В. Харландом на заре его исследований Шпицбергена, хорошо видна крутопадающая дайка, слагающая вершину горы Одель и принятая им за горст метаморфических пород раннедокембрийской серии *атомфьелла* (рис. 5А). Простираение дайки СЗ 340°, угол падения 65° на восток. На фотографии видно также, что углы падения каменноугольных пород в зоне разлома тоже достигают в среднем 60°, а в других местах стоят «на головах», или даже запрокинуты на восток. В целом же структура пород на этом участке разлома создает картину флексурного перегиба, появление которого частично вызвано внедрением мощной секущей интрузии и усилено опусканием Биллефьордского трога.

Структурная карта, составленная по данным колонкового бурения на угольном месторождении Пирамида, подтверждает, что характер залегания песчаников карбона действительно соответствует флексурному перегибу (рис. 5). Профиль, построенный по данным колонкового бурения и сейсмического профилирования вдоль долины нижнего течения р. Мимер, бухты Мимер, акватории Билле-фьорда и бухты Адольфа (рис. 6), также характеризует флексуру с опущенным восточным блоком.

Наиболее примечательной чертой этой тектонической зоны выступает ее взбросовый облик, что было справедливо отмечено В. Харландом [Harland et al., 1974]. Восточное падение плоскости взброса предполагает расположение источника стресса где-то на полуострове Нью-Фрисланд, тогда как он по единодушному заключению исследователей отличается стабильностью. В силу этого, в качестве первопричины наблюдаемых деформаций предполагается внедрение мощной серии интрузий, при котором имело место частичное ее надвигание на вмещающие образования. Соотношение секущей интрузии, которая служила подводным каналом для серии тонких пластовых инъекций, с вмещающими породами карбона наиболее отчетливо видно в разрезе нижнего течения ручья Биргер-Джонсон.

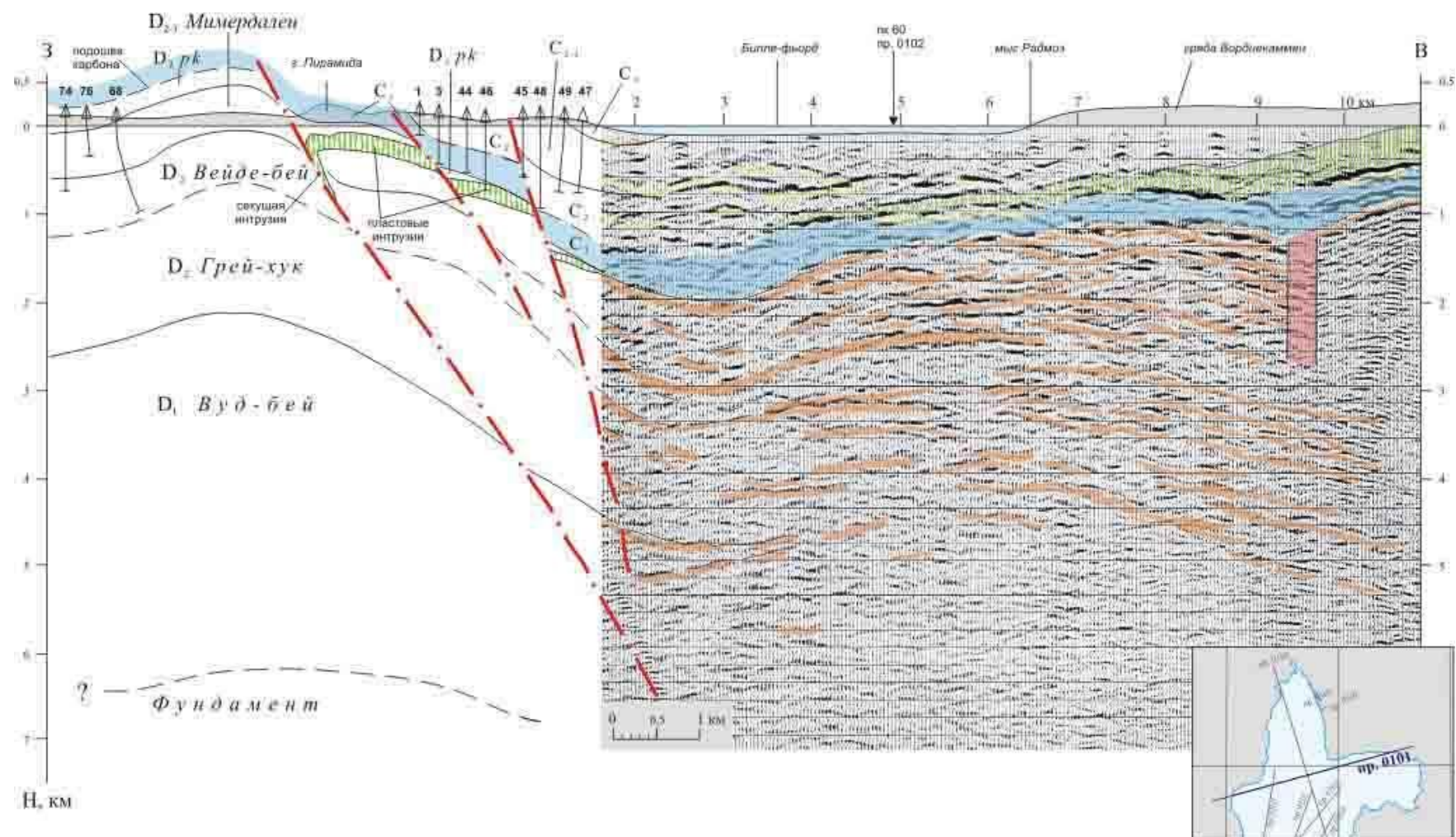


Рис. 6. Схематический разрез через крутопадающую секущую Баллиолбреенскую интрузию амфиболитизированного габбро по широтному профилю от долины Мимер через месторождение Пирамида до бухты Адольфа
 Построен по данным колонкового бурения треста Арктикуголь и сейсмическим материалам Севморгео, обработанным И.М. Тихоновой.

С такой моделью хорошо согласуются имеющиеся геофизические данные. Аэромагнитная съемка, в частности, не выявила каких-либо отличий в аномальном магнитном поле западного и восточного блоков Биллефьордского разлома, из чего следует, что этот разлом не служит восточным ограничением поля распространения девонских отложений, как это вытекало из концепции В. Харланда. Линейная магнитная аномалия, трассирующая этот разлом, прослеживается в южном направлении лишь до Мимер-бухты, в районе которой, как видно на рис. 1, зона разлома резко сужается, а приуроченный к нему «горст» перестает прослеживаться.

Кроме того, материалы сейсмических работ, проведенных ПМГРЭ и Севморгео на акватории Биллефьорда и норвежскими геофизиками к югу от него [Skilbrei, 1993], показали, что под каменноугольными отложениями, развитыми на восточном блоке Биллефьордского разлома, располагается мощная толща стратифицированных образований, залегающая без видимого несогласия с карбоном и поэтому предположительно датируемая девоном. Показательно, что на норвежских сейсмических профилях, отработанных южнее Темпль-фьорда, также отмечается акустически жесткий слой, залегающий между девонскими и каменноугольными осадочными толщами, который независимо от наших наблюдений был сопоставлен с интрузивным телом.

Сказанное выше об условиях залегания толщи осадочных образований от верхов силура до перми, развитой в районе Билле-фьорда и его окрестностей, показывает, что она составляет единый недислоцированный, почти горизонтально залегающий структурно-формационный комплекс, выполняющий одну общую структуру, которую предлагается назвать Андре-Диксонским авлакогеном. Последний в своей восточной части косо рассечен Биллефьордским разломом на две неравные части, большая из которых, западная, обычно именуется девонским грабеном, а восточная, меньшая, – Биллефьордским трогом. Вся северная часть этого разлома инъецирована крупной, сложно построенной секущей интрузией, протягивающейся от горы Пирамида до горы Бульманфьеллет на западном берегу Ауст-фьорда и являющейся подводящим каналом для большого числа силлов, насыщающих разрез среднего карбона в окрестностях бухты Петунья.

Магматические породы

Упомянутый интрузивный комплекс изучен нами в разрезах гор Одель и Сентинел, в горных выработках рудника Пирамида, в колонковой скв. 102, пробуренной на восточном склоне этой горы, а также в разрезах ручьев Фердинанд и Биргер-Джонсон. Последний из них дает возможность наблюдать полный разрез интрузивного тела со всеми

приконтактовыми изменениями вмещающих пород (рис. 7). Учитывая тот факт, что породы, слагающие эту интрузию, ранее рассматривались как докембрийские метаморфические образования, приводим ниже подробное описание этого разреза [Верба, 2007г].

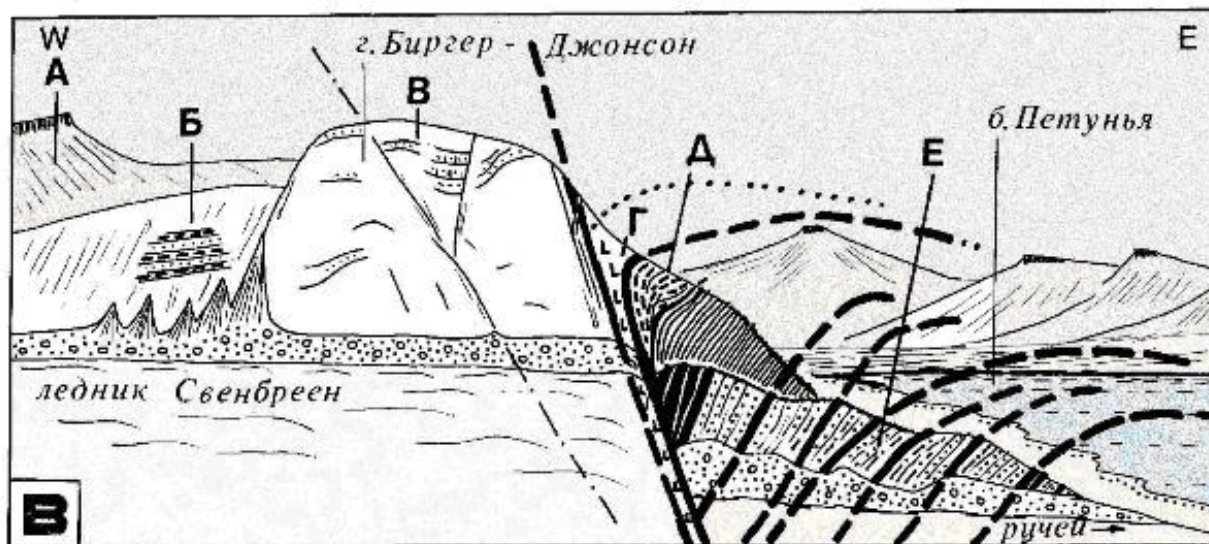


Рис. 7. Натурная зарисовка северного борта долины ручья Биргер-Джонсон, где вскрываются ненарушенные породы карбона (I), зона метаосадочных пород у всячего контакта секущей интрузии (II), секущая интрузии (III) и серия силлов в разрезе среднего карбона (IV)

В ручье *Биргер-Джонсон* разрез интрузии наблюдается на экзотической скальной перемычке, которая подобно плотине подпруживает расположенный выше ледник и служит соединительным звеном между двумя отвесными скалами высотой до 400 м, с двух сторон стискивающими узкую долину этого ручья (интервал Г на рис. 7). Интрузия сложена крупнозернистыми амфиболитами со структурой промежуточного типа между габбровой и гипидиоморфнозернистой. Порода состоит из полевого шпата, представленного андезином, и роговой обманки (до 10%), которая нередко замещается биотитом, присутствует мелкокристаллический апатит, магнетит и мелкокристаллический ксеноморфный кварц (до 5%). Таким образом, первоначально интрузивная порода представляла собой кварцевое габбро. Макроскопически амфиболит зеленовато-черного цвета, огнейсованный, плитчатый, с падением плоскостей отдельности и гнейсоватости на восток под углом 75-80°. В стенке обнажения, размытой по плоскостям гнейсоватости, видны следы пластического течения материала в горизонтальном направлении. В этом же направлении ориентированы зеркала скольжения, заметные на плоскостях отдельности. Гнейсовидная текстура пород хорошо видна благодаря наличию тонких (2-5 мм) прожилок красной пегматоидной породы, отчетливо выделяющихся на черной стенке обнажения. Мощность собственно интрузивного тела здесь не превышает 10-15 м, хотя ее трудно отделить от эндоконтактовых зон. Общий

наклон пород характеризуется западными румбами, однако углы наклона меняются на небольших расстояниях (на первых метрах) от 45° до вертикального, а простирание колеблется от меридионального до ССВ 25°.

Ниже по течению ручья, к востоку от основного тела интрузии дно долины слагает слоистая толща, которая состоит из довольно мощных (3-10 м) пачек различных метаосадочных образований нижне-, средне- и верхнекаменноугольного возраста, пронизанных многочисленными относительно тонкими (1-1,5 м) пластовыми телами метаморфизованных интрузивных пород (интервал Е на рис. 7). Самая мощная из таких пластовых интрузий сложена измененным, несколько гранитизированным среднезернистым амфиболитом, первоначальный состав которого близок к типовому: 65% роговой обманки, в небольшой степени хлоритизированной и образовавшейся, скорей всего, по пироксену, до 10% кварца, 20% андезина, в основном, превращенного впоследствии в олигоклаз, и 5% магнетита. Минеральный состав амфиболита несколько изменен за счет появления тонких послойных инъекций выплавленного кварц-полевошпатового материала. Кроме того, порода содержит мелкие кристаллы апатита (в количестве, менее 1%) а также единичные зерна эпидота и крупные кристаллы граната. В отличие от них тонкие пластовые тела, мощностью до 20 см, представлены породами более сложного состава, в которых первичный магматический материал распознается с трудом. Под микроскопом эти гибридные породы выглядят как двуслюдяные плагиогнейсы или огнейсованные плагиограниты, содержащие около 20% олигоклаза, приблизительно 25% слюды (мусковита и, реже, биотита), 5% ортоклаза в виде довольно редких, но более крупных зерен, 7-8% магнетита, который обычно ассоциируется со слюдой, образуя с ней тесные сростки, и редкие зерна апатита. Кроме того, весьма характерной для породы чертой является присутствие довольно крупных и прекрасно ограненных кристаллов турмалина в количестве до 2%. Мусковит и биотит нередко хлоритизированы. Совсем тонкие пластовые и линзовидные микроинтрузии мощностью 2-4 см слагает аналогичная порода, которую отличает лишь наличие заметной вторичной карбонатизации. В структуре пластовых интрузий различаются текстурные неоднородности, имеющие вид округлых, похожих на хлебные караваи, ксенолитов, сложенных метаосадочными породами. Вмещающие породы представлены различно окрашенными филлитами, среди которых можно различить метаморфизованные перestroцветные аргиллиты, свойственные разрезу среднего карбона. Углы их наклона меняются закономерно - вблизи разлома породы стоят вертикально, на удалении первых десятков метров от «ледовой плотины» уже не превышают 30-40°, а в самом нижнем течении ручья Биргер-

Джонсон наблюдается закономерное уменьшение углов падения пород до субгоризонтального залегания и постепенное снижение степени метаморфических преобразований осадочных пород. Простираие всего этого комплекса осадочных и метаморфических пород подчиняется ясно выраженной меридиональной ориентации.

К висячему контакту интрузии прилежит вертикально залегающее пластообразное тело невыдержанной мощности (от 10 до 20 м), сложенное бронзит- и серицит-кварцитовыми сланцами с тонко-плитчатой, почти чешуйчатой отдельностью (интервал Д на рис. 7). Благодаря своему характерному облику - светло-желтой, бронзовой окраске и чешуйчатой отдельности эта сланцевая пачка хорошо выделяется на фоне темных амфиболитов. В стенке обнажения хорошо видно, что эта сланцевая толща имеет отчетливое слоистое строение и представляет собой чередование преобладающих по мощности и частоте встречаемости прослоев метаосадочных пород различного состава (в большинстве своем это тонко-зернистые разности терригенных пород - алевролиты и аргиллиты), среди которых различаются тонкие и тончайшие волосовидные пластовые интрузии. Мощности отдельных слоев метаосадочных пород в среднем составляют $0,6 \div 4,0$ м, а интрузивных прожилков - от первых миллиметров до 25 см. Иногда в строении прослоев метаосадочных пород можно различить реликты первичных седиментогенных текстур в виде тонкой горизонтальной и волнистой слоистости, а прожилки микроинтрузий местами образуют линзовидные раздувы и расширения, иногда сложенные почти чистым кварцевым материалом, но чаще состоящие из сростков кварца со светлой слюдой, пиритом, единичными кристаллами галенита и молибденита. Вариации мощности сланцевой пачки обусловлены быстрым замещением по простираию одних метаморфических фаций другими, например, сменой светло-желтых слюдисто-кварцевых кристаллических сланцев темно-серыми кварцитовидными песчаниками, содержащими частые красные пегматоидные прожилки, аналогичные описанным в висячем зальбанде. Упомянувшиеся выше реликтовые включения осадочных пород в составе тонких пластовых интрузий содержат приблизительно 35 % ортоклаза (плагиоклаз практически отсутствует), 10-15 % биотита, большей частью превращенного в серицит или в хлорит, 10-15 % магнетита и 1-2 % апатита. Отчетливо устанавливаются полосчатые выделения выплавленного кварц-полевошпатового материала, имеющие гранитную, гипидиоморфнозернистую структуру, свойственную огнейсованным лейкократовым калиевым гранитам.

В 60 м вверх по долине от перемычки, перегораживающей долину и ограничивающей распространение ледника, в основании черной отвесной скалы выходят на поверхность

темно-серые, почти черные, грубо-зернистые, очень крепкие, огнейсованные, кварцитовидные песчаники интервал В на рис. 7). Породы имеют слабо выраженную слоистость, толсто-плитчатые, с налетом крупных чешуек белой слюды по плоскостям напластования и мелкой, диаметром 2-3 мм, полуугловатой галькой кварцевого состава, приуроченной к основанию относительно однородных прослоев мощностью 20-25 см. Судя по пространственной ориентации этих базальных галечниковых прослоев, залегание пород здесь запрокинутое, с падением на восток под углом 75-80°. С приближением к контакту в песчаниках практически исчезает слоистость, порода становится массивной и приобретает красноватый оттенок, кварцитовидные песчаники переходят в крепкую сливную породу красно-серого цвета, имеющие гнейсовидную полосчатость и макроскопически похожую на микроклиновый пегматоид. Под микроскопом это бластомилонит с прекрасно выраженной очковой структурой, образовавшийся, скорее всего, по магматической породе среднего состава типа гранодиорита или диорита. В породе полевого шпата больше, чем кварца, по составу это андезин. Иногда полевой шпат представлен олигоклазом и ортоклазом, последний обычно выделяется в очень крупных зернах, создающих характерный узор типично очковой структуры. Милонитовая «мука» содержит до 20% биотита, в ней же встречаются редкие крупные чешуйки мусковита. Слюда зачастую полностью превращена в серицит. В породе, кроме того, встречается гранат и апатит, содержание каждого из них достигает 3 %, а также до 3-5 % магнетита. В стенке обнажения видны реликты осадочной макротекстуры в виде пластично изогнутых слоев, а вблизи контакта порода совсем утрачивает ориентированные седиментогенные текстуры и превращается в массивный роговик грязно-красного цвета с ровным раковистым изломом. Под микроскопом эта порода определена как катаклазированный лейкократовый гнейс, в структуре которого в отличие от вышеописанных пород тектоническая переработка выражена заметно слабее. Порода мелкозернистая, хорошо рассланцованная, с довольно заметной очковой структурой, почти нацело состоит из приблизительно равных количеств кварца и полевого шпата, представленного ортоклазом и олигоклазом. Темноцветные составляют 10-15 % и образуют линзовидные выделения, сложенные тонкоагрегатной смесью рудного и биотита, целиком замещенного хлоритом (?). Из аксессуарных - довольно много мелкого циркона.

Еще ближе к интрузии на подошве песчаниковой пачки заметен толстый налет темно-бурого цвета, характерный для зон закалки. Обильную осыпь дает рыхлый, осветленный, почти белый, «обожженный» песчаник, цемент которого почти отсутствует. Под микроскопом эти песчаники выглядят как плохо сортированная, средне-крупнозернистая

порода типа кварцито-песчаника грауваккового состава - около 40 % его составляют обломки микрокварцитов и кварцитов. Структура породы бесцементная, типа мозаичной, зубчатые сочленения зерен не наблюдаются, однако, порода весьма непрочная, несцементированная, обломки часто отделены друг от друга зияющими трещинами и практически ничем не связаны друг с другом.

В непосредственном контакте с висячим зальбандом секущего интрузивного тела находится однородная, сильно перемятая, кливажированная мелко-зернистая гибридная порода серого цвета, не имеющая макроскопических признаков принадлежности к метаосадочным образованиям, а под микроскопом диагностированная как тектонит, образовавшийся, скорее всего, по амфиболиту. Порода приблизительно на 60 % состоит из серицит-хлоритовой массы, представляющей собой результат вторичного замещения роговой обманки и биотита. Первая замещена полностью, а биотита осталось не более 5 %. Порода содержит сфен и апатит - каждого по 3-5 %, до 10 % рудного, который обычно ассоциируется с остатками биотита (видимо, частично пиритизированный магнетит). Вокруг зерен сфена нередко наблюдаются каемки лейкоксенизированного титано-магнетита.

К западу от контакта на расстоянии 100 м на склоне долины видны выходы почти ненарушенно залегающих осадочных пород карбона и нижней перми, образующих пологую моноклираль, наклоненную в восточных румбах под углами $5\div 8^\circ$. Основание обнажающегося здесь разреза слагают угленосные песчаники нижнего отдела карбона, дающие характерные черные осыпи (интервал Б на рис. 7), в средней части склона обнажаются пестроцветные средне- и верхнекаменноугольные хемогенно-карбонатные отложения, а отвесные куэстовые обрывы на вершинах гор Биргер-Джонсон и Свенбрехольгда сложены сероцветными нижнепермскими карбонатами, часто окремненными (интервал А на рис. 7).

На северном склоне горы Свенбрехольда на таком же расстоянии от интрузии выходят на поверхность темно-серые, в отдельных прослоях углистые, кварцевые песчаники нижнего карбона. Внешним признаком воздействия интрузии являются здесь гидроокислы железа, придающие породе характерную охристую окраску. Слоистость фиксируется налетом и тонкими прослойками глинисто-углистого вещества, на поверхности которых заметна густая россыпь мелких чешуек белой слюды и кристаллов пирита. Под микроскопом песчаники обнаруживают конформную, мозаичную структуру без всяких следов цемента, иногда с зубчатыми сочленениями зерен, иногда с микрозернистыми агрегатами новообразованного кварца. Порода содержит мелкие зерна рудного минерала, вероятно пиритизированного

магнетита, единичные зерна плагиоклаза, циркона и турмалина, ориентированные чешуйки биотита и хлорита. В прослоях, где содержание углистого материала достигает 10-15 %, он распределен неравномерно и образует пленочный цемент, не оставляя места для типично кварцевой структуры. При еще более высоком содержании углистого материала (порядка 35 %), когда он распределяется в виде слойков, в породе появляется мусковит (до 10-15 %) и зерна плагиоклаза, нацело сосюритизированного. Таким образом, в процессе метаморфизма в углистых песчаниках сохранялась структура, характерная для песчаников, а в безугольных разностях порода приобретала облик типичных кварцитов.

Магматические породы, встреченные в вентиляционном штреке 365 рудника *Пирамида* отличаются от всего, описанного выше. Они представлены толщей эффузивных пород с редкими прослоями углистых алевролитов общей мощностью порядка 80 м. Подошва этого комплекса сложена углистым олигомиктовым хорошо сортированным алевролитом, практически нацело состоящим из кварцевых зерен. 5-7 % обломков представлены кислым плагиоклазом и столько же – кварцевидными породами. До 30-35% объема составляет черное углистое вещество, неравномерно, в виде пятен и неотчетливых полос распределенное по породе и в местах скопления образующее базальный цемент, содержащий множество мелких кристаллов пирита (до 5 %), иногда замещенный гидроокислами железа. Порода содержит небольшое количество (около 3 %) мусковита, отличающегося чистотой.

Самая нижняя часть магматического тела сложена лавовой брекчией и брекчиевидными фельзитовыми лавами с переходами в туфо-лавы игнимбритового типа (рис. 8). Среди них преобладают витрофировые лавы липаритового состава с той или иной примесью туфа, включающие прослой игнимбритов. В стекле в виде кристаллокластической примеси (кварц и единичные зерна ортоклаза) и реже в виде обломков фельзитов присутствует туфовый материал, распределенный крайне неравномерно (10-25 %). Стекло обнаруживает признаки фельзитизации и неясно выраженной флюидальной текстуры. По тонким трещинам, либо в виде пятен и псевдоморфоз развивается новообразованный кальцит, избирательно замещая туфовые обломки. Он составляет до 5-10 % объема породы, но местами отсутствует совсем. Вверх по разрезу количество туфового материала сокращается, и напротив возрастает степень кальцитизации, вместе с кальцитом появляются гидроокислы железа, обнаруживаются крупные пустые поры выщелачивания, а порода в целом приобретает «палеотипный» облик. Количество новообразованного кальцита в породе местами достигает 60-65 %.

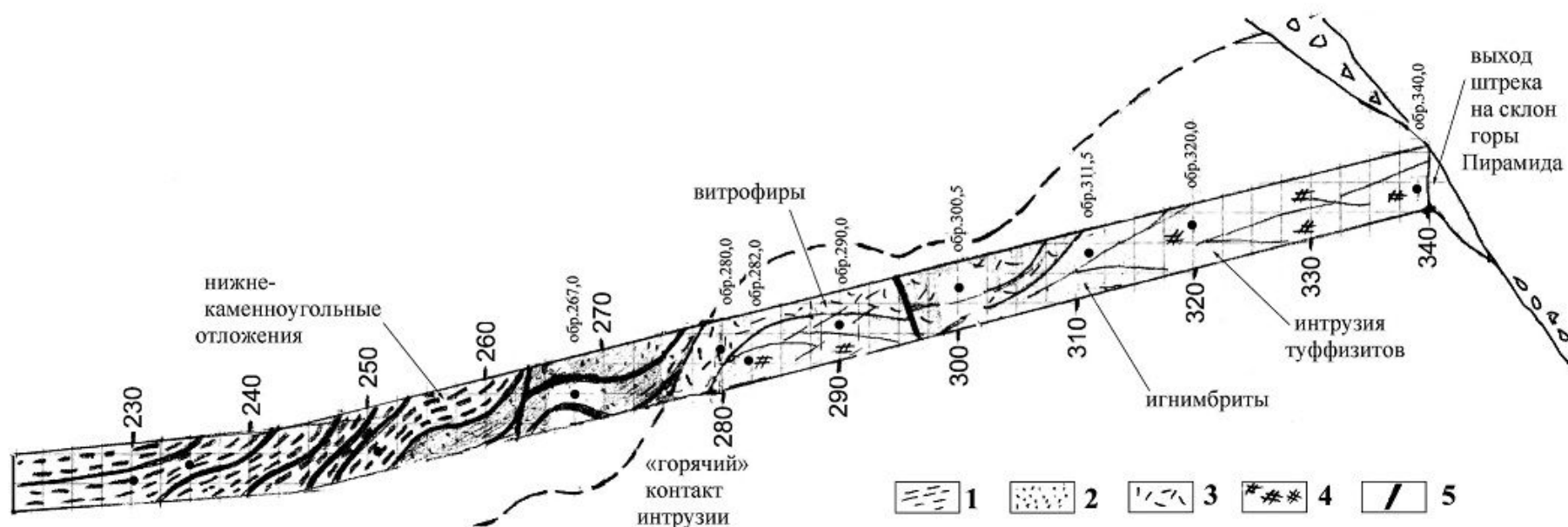


Рис. 8. Натурная зарисовка «горячего» контакта взрывчатой интрузии игнимбритов с вмещающими угленосными нижнекаменноугольными отложениями, вскрытого на руднике Пирамида вентиляционным штреком 365

1–2 - каменноугольные отложения: 1 – алевролиты, 2 - песчаники; 3–4- интрузивные породы: 3 – витрофиры, 4 – игнимбриты; 5 - тектонические нарушения.

Среднюю часть магматического тела составляет типичный витрофир с характерной флюидальной текстурой, постоянной примесью туфового, в основном, кристаллокластического материала в количестве 20-25 %, и переходами в игнимбрит. Встречаются брекчированные лавы. Стекло буровато-зеленого цвета включает довольно крупные фрагменты пирокластического материала. Для всех этих разновидностей характерна почти полная фельзитизация вулканического стекла. Как и в нижележащем разрезе, порода кальцитизирована (количество новообразованного кальцита варьирует от 20 % до 60 %), нередко заметна структура «шахматной доски», которая образуется спеканием отдельных лавовых фрагментов.

В самой верхней части разреза начинают появляться прослои осадочных пород и намечается переход от чисто эффузивных пород к эффузивно-осадочным: Основная масса породы – это разнотекстурный агрегат кальцита. Судя по характерной расплывчатой структуре зерен кальцита, имеющих неправильную форму, здесь присутствует продукт полного метасоматического замещения какой-то первичной породы, которая, судя по отсутствию каких бы то ни было реликтов осадочной структуры, обычно сохраняющихся даже при полном ее преобразовании, первоначально представляла собой, скорее всего, эффузивную породу. В самой кровле отмечается симптоматичное появление многочисленных характерных полос реликтового углистого вещества и примесь равномерно распределенного алевроитового материала, количество которого достигает 5-7 %, что однозначно указывает на близость контакта с осадочной толщей, вмещающей это магматическое тело.

Наличие этого контакта, а также ряд таких особенностей структуры этого тела как, в частности, полное отсутствие сферолитовых структур и почти полное – микролитовых, заметная роль игнимбритов, признаки взрывного происхождения, заметные флюидальные текстуры, – все эти специфические признаки свидетельствуют о том, что описываемые магматические породы образовались в условиях подземной эксплозии, продукты которой относятся к типу туффизитов. Нижнекаменноугольный возраст пород, вмещающих эту пирокластическую интрузию, указывает на то, что ее появление в разрезе следует связывать с более поздней историей. Можно предположить, что присутствие в составе среднекаменноугольной эббадаленской свиты на восточном берегу бухты Петунья большого количества продуктов вулканических извержений и проявление на западном ее берегу подземной эксплозии – суть результаты единого процесса активизации магматической деятельности, имевшей место приблизительно в середине карбона.

Итак, среди пород, развитых в зоне влияния Баллиолбреенской интрузии, можно выделить четыре ассоциации пород, связанных между собой постепенными переходами: (1) интрузивные породы различного состава, в той или иной мере огнейсованные, (2) метаморфизованные осадочные отложения, превращенные в более или менее типичные кварциты, кристаллические сланцы и гнейсы, (3) продукты тектонической переработки пород двух вышеназванных групп, и, наконец, (4) вторичные породы, возникшие в результате деятельности метасоматических, гидротермальных и, в меньшей степени, гипергенных процессов, охвативших все вышеназванные породы. Из всех названных групп наиболее показательна вторая, поскольку именно в этих породах устанавливаются признаки горячего контакта с интрузией. Уместно заметить, что помимо естественных обнажений, контактово-измененные породы отмечались в разрезах всех скважин, вскрывавших подошву угленосной толщи на руднике Пирамида, причем, с приближением к пластовой интрузии степень метаморфизма в контактово измененных породах возрастает (табл. 3).

Таблица 3

Контактово-измененные породы в скважинах рудника Пирамида
(по документации рудничного геолога Вергизова, 1952 г.).

Породы	Отметка кровли и подошвы толщи					
	скв. 30	скв. 31	скв. 32	скв. 33	скв. 34	скв. 37
Песчаники, глинистые сланцы, угли (нижн. карбон)	0-216	0-243	0-179,0	0-113	0-111,0	0-277,5
Конгломераты крупногалечные (нижн. карбон)	216-217,4	244,3-248,3	179,0-183,0	113-121	111,0-118	277,5-281,5
Сланцы песчано-глинистые, песчаники (верхн. девон)	217,4-226,2	248,3-261,8	183,0-195,0	121-130	118-126	281,8-294
Сланцы кристаллические (по Вергизову - силур?)	230,1-238,3	261,8-267,1	195,0-204,0	130-146	126-136,7 (забой)	294,0-299,6 (забой)
Граниты (по Вергизову - протерозой?)	238,3-246,5 (забой)	267,1-270,1 (забой)	204-208 (забой)	146-152,4 (забой)	-	-

Данные, приведенные в таблице, показывают, что между нормально-осадочными породами и гранитами залегает невыдержанная по мощности (от 5 до 16 м) пачка кристаллических сланцев, которая из-за постоянного присутствия во вскрытых разрезах даже получила стратиграфическую привязку (по Вергизову – силур). По информации А.М. Тебенькова подобные породы встречены и на Нью-Фрисланде, где занимают такое же пограничное положение в разрезе и считаются корой выветривания, развитой по протерозойским метаморфитам. Все эти данные позволяют констатировать, что контакт

метаморфических пород с осадочными в этом районе повсеместно носит градационный характер, а признаки постепенного уменьшения степени метаморфизма в контактовой зоне во вмещающих как в девонских, так каменноугольных отложениях по мере удаления от контакта позволяет уверенно отнести последний к типу «горячих». Ниже будет показано, что столь же постепенное снижение стадии катагенеза характерно для рассеянного в породе ОВ.

Исходя из совокупности приведенных данных, можно сделать вывод, что внедрение габброидной интрузии в кварцевые песчаники и перемешивание с ними базитовой магмы привело к образованию гибридных пород кислого состава, которые также участвовали в интрузивном процессе и тем самым дали основание для ошибочных предположений о гранитоидном составе всей внедрившейся магмы. Наличие в каменноугольном разрезе интрузивных тел различного состава, включая интрузивные пирокластиты (туффизиты), говорит о неоднократном повторении вспышек магматической активности, которая, следовательно, охватила достаточно длительный промежуток времени (табл. 4). Поэтому наблюдаемый разброс радиологических возрастов может быть связан не только с несовершенством методики, но и с континуальностью самого геологического процесса.

Таблица 4

Радиологический возраст образцов из интрузии, обнажающейся в ручье Биргер-Джонсон

(K-Ar метод, лаборант Л.В. Щиголева, зав. лаб. Ю.Д. Пушкарев, ВСЕГЕИ)

Минерал	$^{40}\text{K}, \%$	$^{40}\text{Ar}, \%$	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	Возраст (млн. лет)
Биотит	5,77	164,9	0,02396	372±18
Биотит	3,97	118,86	0,02510	387±12
Микроклин	10,03	303,1	0,02533	390±10
Плагиоклаз	1,88	62,88	0,02804	428±16

Примечание: константы распада ^{40}K : $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4,962 \times 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$

Приведенные в таблице данные о возрасте породы, полученные по биотиту ($380 \pm 20 \text{ Ma}$), соответствуют девонскому периоду, что не согласуется с визуально наблюдаемым в обнажении горячим контактом этих пород с вмещающими осадочными отложениями, каменноугольный возраст которых не вызывает сомнений. Также они отличаются от определений тем же методом возраста пород, развитые в северной ветви этой интрузии - $315 \pm 5 \text{ Ma}$ [Ohta, 1992; Gayer et al., 1996; Harland, 1997]. В любом случае, несмотря на неточность приведенных радиологических датировок K-Ar методом, эти данные исключают раннедевонский возраст рассматриваемых образований.

Это обстоятельство в корне меняет их значение как фактора, влияющего на оценку потенциальной нефтеносности.

Нефтегенерационный потенциал среднепалеозойских пород

Девонский терригенный комплекс является первой, следуя снизу вверх по разрезу, осадочной толщей, нефтегазогенерационный потенциал которой рассматривается как значимый в региональных масштабах. Повышенными содержаниями ОБ и сингенетичных битумоидов отличаются породы верхнего отдела. В районе рудника Пирамида (скв. 66, 68, 72, 74, 76 и др.) в разрезе франского яруса описаны пачки аргиллитов мощностью до 43 м, обогащенные ОБ ($C_{орг}$ до 2,77 %), причем существенно, что в его составе преобладает сапропелевый материал, а степень метаморфизма ОБ не превышает стадии МК₂-МК₃ (табл. 5.).

Таблица 5

Зрелость органического вещества в породах среднего палеозоя района Билле-фьорда (архипелаг Шпицберген, по Н.К.Евдокимовой, Т.М.Пчелиной и др.)

Район, скважина	Возраст пород	Катагенез (Ro)
Мимердален, естественные обнажения	н. карбон	0,67
Мимердален, естественные обнажения	девон, фран	0,94
Мимердален, естественные обнажения	девон, фран	1,05
Мимердален, естественные обнажения	девон, фран	0,73
скв. 68	девон, фран	0,99
скв. 74	девон, фран	1,55
скв. 66	девон, живет	1,06

В поле развития верхнедевонских отложений на склонах долины р. Мимер среди делювия обнаружены крупные обломки боксидов, в коренном залегании не встреченных. Несмотря на это, присутствие таких пород однозначно свидетельствует о наличии в разрезе девонских пород сингенетичных углеводородов.

Каменноугольные отложения, которые отличаются пестрым терригенно-хемогенным составом, в генерационном отношении неоднородны. Наиболее интересной в этом аспекте выступают угленосные отложения кульма, почти повсеместно насыщенные органическим веществом, находящемся на стадии катагенеза МК₂-МК₃. В районе зал. Хорнсунн и Земли Сёркап В. Харландом и Е. Даудесвеллом в 1988 г. в верхах нижнего карбона, в составе формации *адриабухта* была выделена мощная (до 300 м) пачка черных сланцев, характеризующаяся как потенциально нефтематеринская. На восточном берегу Лум-фьорда, у м. Фаншо известны черные битуминозные песчаники, отнесенные Б.П. Гавриловым к переходным слоям нижнего и среднего карбона, с содержанием ХБА до 0,34 %. Зрелость ОБ нижнекаменноугольных угленосных отложений существенно меняется по разрезу, быстро возрастая по мере приближения к контакту с интрузией (табл. 6).

Таблица 6

**Изменение по разрезу катагенетической зрелости органического вещества
нижекаменноугольных пород в окрестностях рудника Пирамида
(по Н.К. Евдокимовой, 1985)**

Скв.	Глубина, м	Пласт	R ^a	R ^o	Примечания
44	430,6-436,9	Е	8,2	0,72	8 определений
	509,7-509,8	II	8,1	0,7	
	509,9-511,3	II	8,0	0,67	
	518,1-519,4	III	8,2	0,72	2 определения
46	445,9-448,6	В	8,2	0,72	2 определения
	448,6-449,9	В	8,1	0,7	
	450,0-450,5	В	8,0	0,67	
	519,6-520,0	II	8,2	0,72	
	520,9-522,7	II	8,3	0,75	2 определения
	531,4-532,5	III	8,3	0,75	2 определения
	532,8-533,2	III	8,5	0,82	
	560,4-562,2	III	8,5	0,82	
	562,5-564,3	III	8,6	0,86	2 определения
67	595,7-598,1	Е	8,76	0,94	
	599,0-601,4	X	8,75	0,94	
	612,3-612,4	A	8,65	0,89	
	662,3-663,8		8,88	1,04	
	662,3-663,8		8,81	1,0	
	662,3-663,8	-"	8,78	0,95	
	675,4-677,6	II	8,51	0,82	
	675,4-677,6	-"	8,54	0,84	
	675,4-677,6	-"	8,78	0,94	
	702,3-703,9	спутник II	8,9	1,06	
	706,8-707,1	спутник I	8,58	0,87	
	714,2-715,8	IV	8,7	0,92	

Данные, приведенные в табл. 6, показывают, что несмотря на незначительные колебания глубины залегания пластов угля, небольшие расстояния между скважинами (не более 200 м) и относительно однородный состав углей (преимущественно гелиты и липоидогелиты, реже - фюзинито-гелиты), степень катагенеза ОВ испытывает значительные вариации - от начала стадии МК₂ (R^o=0,67) до середины МК₃ (R^o=1,06). Это свидетельствует о влиянии на характер катагенеза органического вещества по меньшей мере двух факторов. Минимальные значения из числа наблюдаемых соответствуют региональному уровню зрелости ОВ, а максимальные обязаны возникновением локальным источникам тепла, воздействие которых было нестабильно в пространстве и, вероятно, зависело от неоднородности разреза по составу и теплопроводности.

Как уже отмечалось выше, на месторождении Пирамида стадия метаморфизма углей в большинстве случаев не выходит за пределы марки ГЖ (R^o_{max}=0,85-1,0 [Евдокимова, Вороховская, Бирюков, 1986]).

С приближением же к интрузивному телу характер углей заметно меняется. По сообщению геолога рудника Пирамида Б.Н. Климова в продуктивной угленосной толще горы Красной часто присутствуют «горелики» – породы, появление которых связывается с подземными пожарами. Известно, однако, что пожар на этом месторождении, зажженный в 1913 г. экспертом Шведского АО для пробы угля [Гуль, 1934], горел хотя и долго, но охватил только один пласт и только на южном склоне горы Пирамида и потому не мог повлиять на облик пород, задолго до этого давших название горе, находящейся в десятке километров от места пожара. Следовательно, находки Б.Н. Климова вполне должны быть истолкованы как результат интенсивного приконтактного обжига интрузией вмещающей осадочной толщи, содержащей прослой угля.

Содержащиеся здесь в песчаниках маломощные пропластки угля были нами исследованы и также обнаружили видимые следы неоднородного термального воздействия. В одном из таких слоев мощностью 6 см, уголь при петрографическом изучении, выполненном Н.К. Евдокимовой, обнаружил следующий состав:

витринит	53%
лейптинит (микро- и макроспоры)	40%
инертинит (фюзинит + 2/3 семифюзенита)	7%

Генетический тип угля - маловосстановленный спорито-гелитит (споровый дюрено-кларен). Структура полосчатая, текстура аттритово-фрагментарная. Полосчатость обусловлена чередованием слоев витринита и плотного, довольно спрессованного агрегата, насыщенного спорами и содержащего единичные включения фюзено-аттрита. Отражательная способность витринита R^0 обнаружила значительные колебания от 0,75 до 1,10, достигая в единичных случаях стадии Ж ($R^0_{\max}=1,2$)¹. Такое поведение параметра R^0 по заключению Н.К.Евдокимовой свойственно угольным бассейнам с термальным типом метаморфизма углей, оно не связано с различиями состава исходного материала, поскольку все исследованные фрагменты витринита относятся к одной генетической группе «А». Следовательно, особенности поведения параметра R^0 вызваны неоднородностью эпигенетических процессов, в первую очередь неравномерностью термального воздействия. Об этом же свидетельствует и величина дисперсии, которая в общем случае пропорциональна термическому градиенту (рис. 9). Первый максимум ($R^0=0,75\div 0,82$), узкий и четкий, отражает региональный уровень катагенеза, обусловленного низкоградиентным

¹ Определения выполнялись при увеличении 450, в качестве эталона использовался алмаз с $R^0=5,35$. Всего было выполнено 104 определения, из которых одна треть пришлась на интервал 0,75-0,82, а половина - на интервал 0,90-0,98.

тепловым полем с температурой в данном образце $+125^{\circ}\text{C}$ (по Н.Б. Вассоевичу, 1988), а второй максимум ($R^{\circ}=0,90\div 0,98$), размытый, с большей дисперсией, вызван более высокоградиентным тепловым полем. Такая неоднородность катагенеза в ограниченном объеме образца без сомнения служит свидетельством весьма высокой латеральной неоднородности теплового поля, которое может быть вызвано лишь местным источником тепла. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что внедрение интрузии в угленосную толщу способствовало ускоренному созреванию ОВ и активизации его нефтегенерационного потенциала.

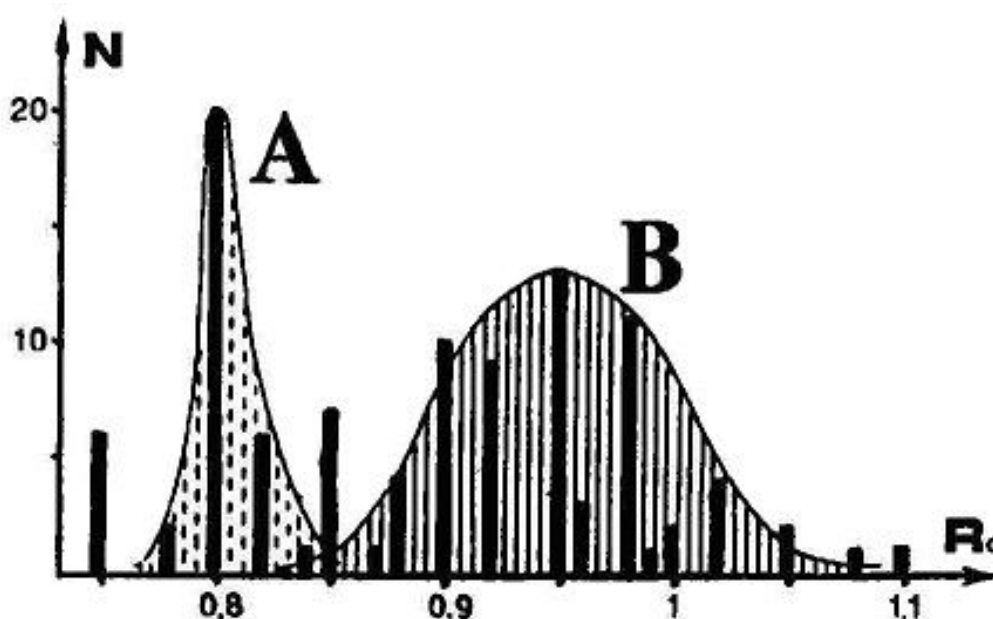


Рис. 9. Двухмодальная гистограмма значений стадии катагенеза органического вещества (отражательной способности витринита, R°) в контактово измененном образце угля, взятого из нижнекаменноугольных отложений на южном склоне долины ручья Биргер-Джонсон на расстоянии 50 м от контакта с интрузией амфиболитизированных габбро (углепетрографические определения Н.К. Евдокимовой, ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга»)

Узкий пик А отражает уровень регионального катагенеза, а широкий максимум В соответствует приконтактовому метаморфизму пород.

Аналогичные данные получены для угленосных пород нижнего карбона, обнажающихся на южном борту Эббадален, где в одном образце угля были обнаружены три разновидности витринита с отражательной способностью R° соответственно 1,1 (в небольших обрывках растительных тканей), 2,6 (в крупных, хорошо определяемых растительных остатках) и около 6,0 (в единичных фрагментах тканей). По заключению Г.М. Волковой (ВСЕГЕИ), выполнявшей эти определения, такой значительный разброс значений R° обусловлен интенсивным, но непродолжительным тепловым воздействием, которому в различной степени подверглось исследуемое ОВ.

В качестве такого локального источника тепла выступают интрузии гибридного состава, фрагменты которых прослеживаются в виде двух полос, обрамляющих с запада и востока поле распространения каменноугольных пород на восточном фланге Андре-Диксонского авлакогена. Приуроченность этих интрузий к низам карбона позволяет полагать, что их влияние может оказаться достаточно существенным для того, чтобы вмещающая угленосная толща во всех районах развития каменноугольного магматизма приобрела бы свойства нефтегазогенерирующей. Как и в девонских отложениях, состав битумоидов каменноугольных пород меняется в различных типах пород, что отражает присутствие УВ различных генераций. Сингенетичная составляющая экстрагированных битумоидов как правило отличается повышенным (60 % и более) содержанием ароматических соединений и низким (35 % и менее) содержанием масел.

Общий вклад рассматриваемого комплекса отложений в генерационный потенциал разреза оценивается как достаточно существенный, в пользу чего свидетельствует широкое распространение и выдержанность состава этой толщи, повсеместная ее насыщенность органическим веществом и, как результат, наличие в разрезе на относительно небольшой глубине скоплений газа, конденсата и легкой нефти (рис. 10, 11). Подробнее об этих прямых признаках нефтегазоносности сообщалось ранее [Верба, 2007a].

Пермские карбонатно-хемогенные образования обычно содержат мало органического вещества, но вместе с тем являются единственной осадочной толщей, в разрезе которой присутствуют настоящие доманикоидные фации. Они представлены черными сланцами типа «баженитов» и на 20 % состоят из органического углерода. Мощность этих образований, выявленных в 1989 г. на Земле Диксона, по данным М.Ю. Милославского не превышает 0,5 м, но сам факт их присутствия и притом на окраине осадочного бассейна весьма симптоматичен и позволяет рассчитывать на более широкое распространение нефтематеринских пород пермского возраста в разрезе погруженных зон Западно-Шпицбергенского прогиба. С учетом этого вывода пермские отложения также рассматриваются как один из потенциальных источников миграционных УВ, хотя и на ограниченной площади рассматриваемого грабена.

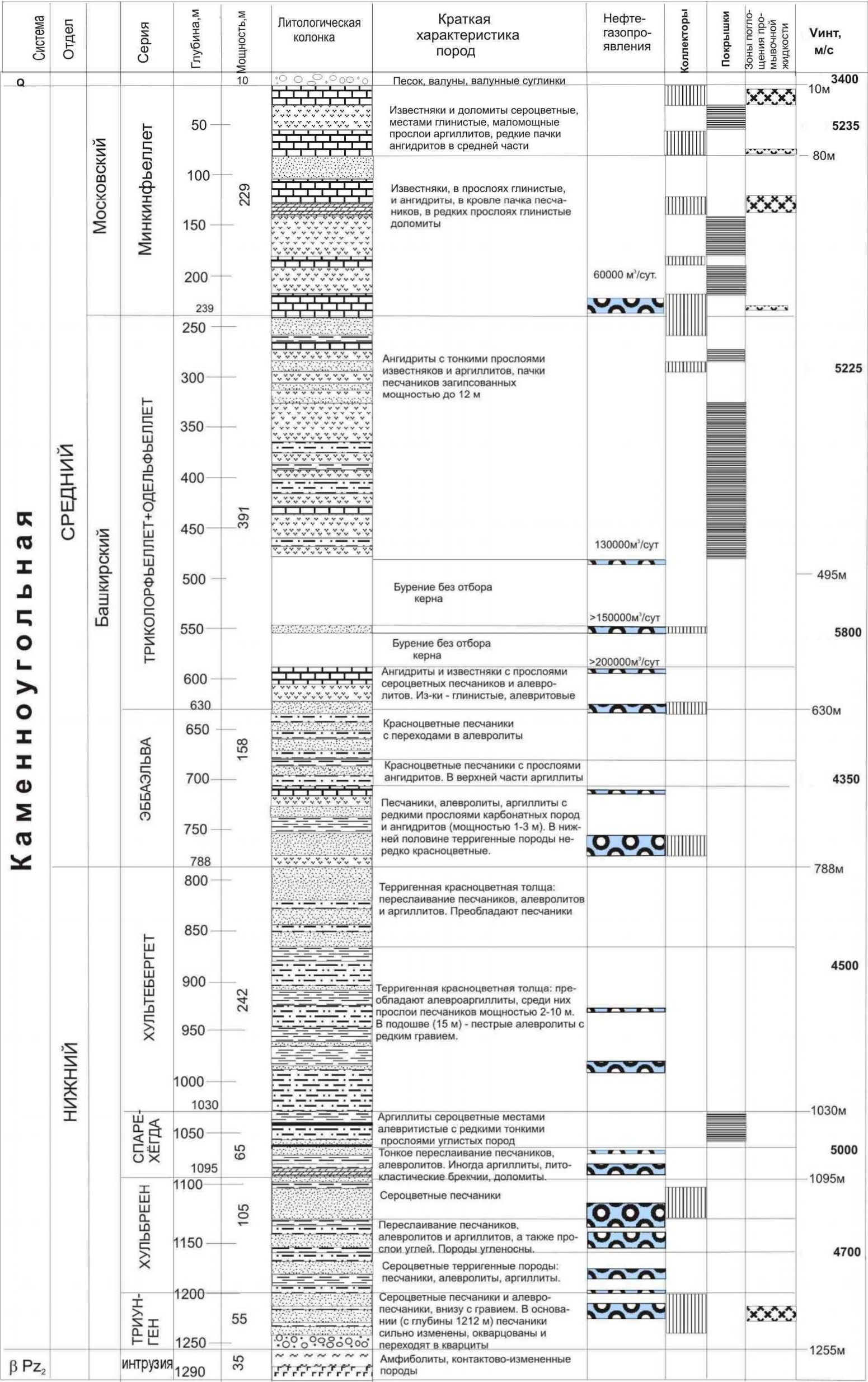


Рис. 10. Нефте- и газопроявления, обнаруженные в разрезе каменноугольных пород на восточном берегу бухты Петунья при бурении углепоисковых скважин трестом Арктиуголь

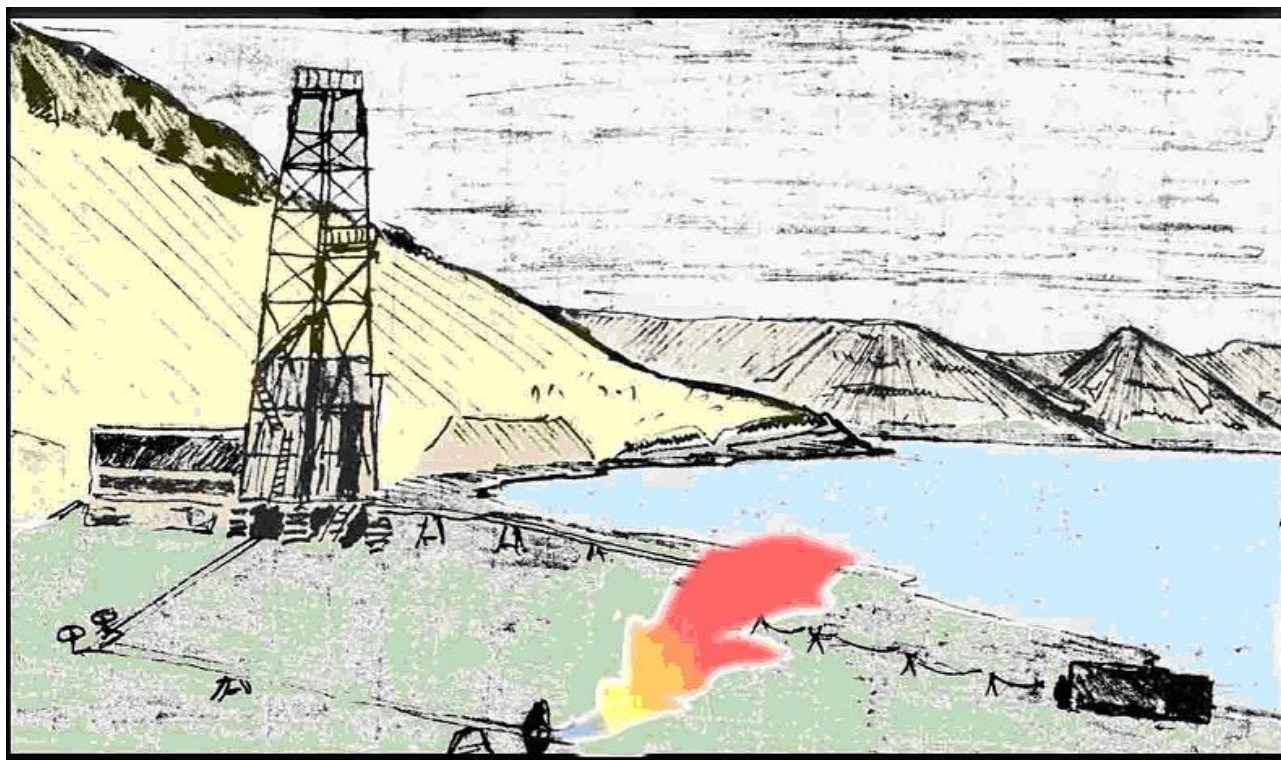


Рис. 11. Газовый факел на одной из скважин в районе Эббадален (зарисовка автора)

Заключение

Итак, рассмотренные данные приводят к следующим выводам:

1) формационные характеристики девонской толщи исключают возможность нахождения её в составе фундамента Свальбардской плиты и свидетельствуют о принадлежности к недислоцированным образованиям осадочного чехла рифтогенного прогиба (Андре-Диксонского авлакогена);

2) девонские и каменноугольные отложения слагают единый мощный синрифтовый комплекс, содержащий песчаные резервуары, глинистые покрывки, пачки пород, насыщенных органическим веществом, и представляющий перспективный для поисков нефти осадочный комплекс. По своим характеристикам, условиям формирования и положению в разрезе этот комплекс может быть сопоставлен с аналогичной по возрасту продуктивной толщей Печоро-Колвинского авлакогена;

3) региональное «свальбардское» несогласие, которое ранее рассматривалось как подошва осадочного чехла Свальбардской плиты, в действительности представляет собой локально развитую вдоль Биллефьордского разлома полосу приконтактового метаморфизма, обусловленного внедрением мощной серии базитовых интрузий каменноугольного возраста. Установлено интенсивное термальное влияние этих интрузий на органическое вещество, вызывая интенсификацию его созревания.

4) геологические и геофизические данные показывают, что Биллефьордский разлом не является горстом докембрийских пород и не может рассматриваться как пограничный шов девонского грабена, а перспективные среднепалеозойские отложения пользуются широким распространением к востоку от него, включая значительную часть Нью-Фрисланда. Получение притоков легкой нефти из скважин, пробуренных в юго-восточной части Андре-Диксонского авлакогена, рассматривается как подтверждение этого вывода [Верба, 2007a];

5) присутствие в разрезе каменноугольных отложений по берегам бухты Петунья залежей жирного газа, газового конденсата и легких нефтей [Верба, Иванов, 2006; Верба, 2007б, в] может рассматриваться как результат ускоренного созревания ОВ в условиях термального воздействия горячей магмы на вмещающие её осадочные породы.

Кроме того, новые данные позволят, вероятно, по иному взглянуть на ряд смежных проблем, выходящих из круга непосредственно рассмотренных, таких, как природа и возраст метаморфических комплексов Нью-Фрисланда, возможность выявления на месторождении Пирамида новых пластов углей, достигших стадии коксовых и антрацитовых, а также справедливость принципа «чем выше метаморфизм, тем древнее порода», который был реализован применительно к стратификации девонских пород в районе рудника Пирамида [Пчелина, Богач, Гаврилов, 1986]. И, наконец, появление в разрезе карбона пород типа туффизитов может представить интерес как повод рассмотреть их в качестве потенциальных источников алмазов [Верба, Верба, 1997].

В завершение подчеркнем, что рассмотренная проблема по существу еще ждёт систематического исследователя [Верба, 2006, 2007б; Верба, Иванов, 2006].

Автор с благодарностью вспоминает Виктора Давыдовича Трифоненкова, Магомеда Насуховича Мирзаева и Александра Аркадьевича Красильщикова, которые оказали неоценимую помощь в организации полевых наблюдений, выражает признательность Б.Н. Климову и Б.П. Гаврилову за доброжелательное содействие на полевых работах, Н.К. Евдокимовой за любезное согласие выполнить углепетрографические исследования, а также И.А. Андреевой, Ю.Л. Вербе, Л.А. Гаскельберг и Н.А. Сироткину за ценные комментарии при обсуждении проявлений контактового метаморфизма в осадочных породах.

Литература

Буров Ю.П., Семевский Д.В. Основные черты тектонического строения девонского грабена (остров Шпицберген) // Геология Свальбарда. - Л.: НИИГА, 1976. - С. 103-116.

Верба М.Л., Верба Ю.Л. Интрузивные пирокластиты Шпицбергена // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: тез. докл. Всеросс. совещания, Сыктывкар, Республика Коми, 21 – 23 мая 1997 г. - Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 1997. - С. 25-26.

Верба М.Л., Верба Ю.Л. Метаморфиты Биллефьордской зоны разломов на Шпицбергене – горст докембрийских пород, или палеозойская интрузия? // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. - Вып. 4. - С. 178-198.

Верба М.Л. Контактный метаморфизм каменноугольных отложений в зоне Биллефьордского разлома // Разведка и охрана недр, 2005. - №1. - С. 26-35.

Верба М.Л. Шпицберген – возможности инвестиций // Севморгео 15 лет (1991-2006). - СПб.: изд-во «Глобал Вью», 2006. - С. 118-121.

Верба М., Иванов Г. Есть ли нефть и газ на Шпицбергене // Нефть России, 2006. - №11. С. 56-59.

Верба М.Л. Проявления природных углеводородов в осадочном чехле Шпицбергена // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2007а. - Т.2. - <http://www.ngtp.ru/rub/6/018.pdf>

Верба М.Л. Нефть на Шпицбергене: история исследований // Арктика и Антарктика, 2007б. – Вып. 5 (39). - С. 25-41.

Верба М.Л. Забытые залежи нефти в палеогеновых и каменноугольных отложениях о. Зап. Шпицберген // Сборник материалов 7-го Международного форума Топливо-энергетический комплекс России. Санкт-Петербург (10-12 апреля 2007 г). - СПб., 2007в. - С. 40-41.

Верба М.Л. Палеозойские метаморфические образования Биллефьордской зоны разломов Шпицбергена как свидетельство отсутствия «свальбардской» фазы складчатости. – Материалы 8-й Междунар. конф. и выставки по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2007). 11 – 13 сентября 2007 года, Санкт-Петербург. – СПб.: Химиздат, 2007г. - С. 74.

Гуль А. Остров Шпицберген. Месторождения и разработки каменного угля (пер. с англ.). – М.: Центр.Управл. единой гидрометеослужбы СССР, 1934. - 69 с.

Дарган-Суцов Ю.И., Евдокимов А.Н., Милославский М.Ю., Сироткин А.Н. Новые данные о взаимоотношении девонских и докембрийских толщ на северо-западе Шпицбергена // Докл. РАН, 1998. - Т.361. - №1. - С. 85-88.

Евдокимов А.Н., Кораго Е.А., Верба М.Л., Тебеньков А.М. Роль сотрудников НИИГА – ВНИИОкеангеология в исследовании Шпицбергена // 60 лет в Арктике, Антарктиде и Мировом океане. Сборник научных трудов. / Под ред. В.Л.Иванова. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. - С. 627-636.

Евдокимова Н.К., Вороховская А.М., Бирюков А.С. Строение и состав нижнекарбоновой угленосной формации острова Западный Шпицберген // Геол. осад. чехла арх. Шпицберген. - Л.: ПГО Севморгеология, 1986. – С. 20-33.

Красильщиков А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия - раннего палеозоя Шпицбергена //Труды НИИГА, 1973. - Т.172. - 120 с.

Лившиц Ю.Я. Палеогеновые отложения и платформенная структура Шпицбергена. - Л.: Недра, 1973. - 160 с.

Люткевич Е.М. Геологический очерк и проблема угленосности горы Пирамида, о. Шпицберген. – Л.: Тр. Аркт. Ин-та, 1937. - Т.LXXVI, геология. - С. 25-38.

Мурашов Л.Г., Мокин Ю.И. Стратиграфическое расчленение девонских отложений острова Шпицберген // Геология Свальбарда. - Л.: НИИГА, 1976. - С. 78-91.

Пчелина Т.М., Богач С.И., Гаврилов Б.П. Новые данные по литостратиграфии девонских отложений района Мимердален // Геология осад. чехла арх. Шпицберген. - Л.: ПГО Севморгеология, 1986. - С. 5-19.

Cutbill, J.L. & A.Challinor, 1965. Revision of the stratigraphical scheme for the Carboniferous and Permian rocks of Spitsbergen and Bjornoya. - Geological Magazine 102, 418-439.

Gayer, R.A., D.G.Gee, W.B.Harland, J.A.Miller, H.R.Spall, R.H.Wallis & T.S.Winsnes, 1996. Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen. _Norsk Polarinstitutt Skrifter 137, pp. 1-39.

Haremo, P. & A.Andersen, 1988. Tertiary movements along the Billefjorden Fault Zone and its relation to the Vest-Spitsbergen Orogenic Belt. - Norsk Polarinstitutt Rapportserie, № 46, Oslo. pp. 71-74.

Harland, W.B., 1997. The Geology of Svalbard. – Geol.Soc. Memoir No 17, London. 454 p.

Harland, W.B., J.L.Cutbill, P.F.Friend, D.J.Gobbett, D.W.Holliday, P.I.Maton, J.R.Parker & R.W.Wallis, 1974. The Billefjorden Fault Zone, Spitsbergen – long history of a major tectonic lineament.- Norsk Polarinstitutt, Skrifter Nr. 161, Oslo. 68 p.

Hjelle, A., 1993. A. Geology of Svalbard. – Polarhåndbok No. 7. Oslo. 154 p.

Johannssen, E.P. & R.J.Steel, 1992. Mid-Carboniferous extension and rift-infill sequences in the Billefjorden Trough, Svalbard//Norsk Geologisk Tidsskrift, Vol. 72. pp. 35-48.

Manby, G. & N.Liberis, 1992. Tectonic evolution of the Devonian Basin of northern Svalbard. - Norsk Geologisk Tidsskrift, vol. 72, Oslo. pp. 7 - 19.

Ohta, Y., 1992. Recent understanding of the Svalbard basement in the light of new radiometric age determinations. – Norsk Geologisk Tidsskrift, vol. 72, Oslo. pp. 1-5.

Skilbrei, J.R., Interpretation of Geophysical Data from the Northwestern Barents Sea and Spitsbergen (doctor ingenioravhandling). – Norges Tekniske Høgskole, Trondheim, 1993.

Verba M.L.

Federal State Unitary Scientific & Production Company for Marine Geological Prospecting SEVMORGEО, Saint Petersburg, Russia, verba@sevmorgeo.com

MIDDLE PALEOZOIC DEPOSITS OF ANDRE-DICKSON AULACOGEN (SPITSBERGEN) - GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL BACKGROUND FOR PETROLEUM POTENTIAL PROSPECTS

Some geological, geophysical and chemical data on the material composition, occurrence conditions and nature of organic matter of the Middle Paleozoic deposits (Bille-Fjord, Western Spitsbergen) are analyzed. It is shown that the formational characteristics of the Devonian strata have excluded the possibility of its finding in the basement of Svalbard plate and have proved its belonging to the undisturbed formations of sedimentary cover of rift depression (proposed name for rift depression - Andre-Dickson aulacogene). The evidence of absence of regional "Svalbard" unconformity, which was previously regarded as the base of sedimentary cover of Svalbard plate, is provided. The near-contact metamorphism was identified along the Bille-Fjord fault, caused by the powerful series of the Carboniferous mafic intrusions, which were previously regarded as a horst of the Pre-Cambrian rocks. The features of "hot" contact between this intrusion and the Carboniferous surrounding rocks are described. It is concluded that the Devonian and Carboniferous deposits that make up a single powerful sin-rift complex, represent a perspective object for oil prospecting and is associated with productive stratum of the same age of the Pechora-Kolva aulacogen in view of its characteristics, conditions of formation and location in the section. The presence of wet hydrocarbon gas, gas condensate and light oil in the section of coal deposits on the shores of the Petunia Bay is regarded as a result of accelerated maturation of organic matter under conditions of thermal effects of hot magma on the surrounding sedimentary rocks.

Key words: coal-bearing deposits, organic matter, Carbon, Devon, intrusion, gabbro, "hot" contact, gas, gas condensate, light oil, semi-commercial inflow, Spitsbergen, Bille-Fjord.

References

- Burov Yu.P., Semevskiy D.V. *Osnovnye cherty tektonicheskogo stroeniya devonskogo grabena (ostrov Shpitsbergen)* [The main features of the tectonic structure of the Devonian graben (Spitsbergen)]. Geologiya Sval'barda. Leningrad: NIIGA, 1976, pp. 103-116.
- Cutbill, J.L. & A.Challinor, 1965. Revision of the stratigraphical sheme for the Carboniferous and Permian rocks of Spitsbergen and Bjornoya. - Geological Magazine 102, 418-439.
- Daragan-Sushchov Yu.I., Evdokimov A.N., Miloslavskiy M.Yu., Sirotkin A.N. *Novye dannye o vzaimootnoshenii devonskikh i dokembriyskikh tolshch na severo-zapade Shpitsbergena* [New data on the relationship between the Devonian and Precambrian strata in the north-west Spitsbergen]. Doklady RAN, 1998, vol. 361, no. 1, pp. 85-88.
- Evdokimov A.N., Korago E.A., Verba M.L., Teben'kov A.M. *Rol' sotrudnikov NIIGA – VNIIOkeangeologiya v issledovanii Shpitsbergena* [The role of staff if NIIGA - VNIIOkeangeologia in the study of Spitsbergen]. 60 let v Arktike, Antarktide i Mirovom okeana. Editor V.L. Ivanov. Saint Petersburg: VNIIOkeangeologiya, 2008, pp. 627-636.
- Evdokimova N.K., Vorokhovskaya A.M., Biryukov A.S. *Stroenie i sostav nizhnekarbonovoy uglenosnoy formatsii ostrova Zapadnyy Shpitsbergen* [The structure and composition of the Lower Carboniferous coal-bearing formations of West Spitsbergen Island]. Geol. osad. chekhla arkh. Shpitsbergen. Leningrad: PGO Sevmorgeologiya, 1986, pp. 20-33.
- Gayer, R.A., D.G.Gee, W.B.Harland, J.A.Miller, H.R.Spall, R.H.Wallis & T.S.Winsnes, 1996. Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen. _Norsk Polarinstitutt Skrifter 137, pp. 1-39.
- Gul' A. *Ostrov Shpitsbergen. Mestorozhdeniya i razrabotki kamennogo uglya* [Fields and development of coal]. Moscow: Tsentr. Upravl. edinoym gidrometeosluzhby SSSR, 1934, 69 p.
- Haremo, P. & A.Andersen, 1988. Tertiary movements along the Billefjorden Fault Zone and its relation to the Vest-Spitsbergen Orogenic Belt. - Norsk Polarinstitutt Rapportserie, № 46, Oslo. pp. 71-74.
- Harland, W.B, J.L.Cutbill, P.F.Friend, D.J.Gobbett, D.W.Holliday, P.I.Maton, J.R.Parker & R.W.Wallis, 1974. The Billefjorden Fault Zone, Spitsbergen – long history of a major tectonic lineament.- Norsk Polarinstitutt, Skrifter Nr. 161, Oslo. 68 p.

- Harland, W.B., 1997. The Geology of Svalbard. – Geol.Soc. Memoir No 17, London. 454 p.
- Hjelle, A., 1993. A. Geology of Svalbard. – Polarhåndbok No. 7. Oslo. 154 p.
- Johannssen, E.P. & R.J.Steel, 1992. Mid-Carboniferous extension and rift-infill sequences in the Billefjorden Trough, Svalbard//Norsk Geologisk Tidsskrift, Vol. 72. pp. 35-48.
- Krasil'shchikov A.A. *Stratigrafiya i paleotektonika dokembriya - rannego paleozoya Shpitsbergena* [Stratigraphy and paleotectonics of Precambrian - Early Paleozoic of Spitsbergen]. Trudy NIIGA, 1973, vol. 172, 120 p.
- Livshits Yu.Ya. *Paleogenovye otlozheniya i platformennaya struktura Shpitsbergena* [Paleogene deposits and platform structure of Svalbard]. Leningrad: Nedra, 1973, 160 p.
- Lyutkevich E.M. *Geologicheskii ocherk i problema uglenosnosti gory Piramida, o. Shpitsbergen* [Geological essay and the coal-bearing issue of the Pyramid Mountain, Spitsbergen Island]. Leningrad: Tr. Arkt. In-ta, 1937, vol. LXXVI, geologiya, pp. 25-38.
- Manby, G. & N.Liberis, 1992. Tectonic evolution of the Devonian Basin of northern Svalbard. - Norsk Geologisk Tidsskrift, vol. 72, Oslo. pp. 7 - 19.
- Murashov L.G., Mokin Yu.I. *Stratigraficheskoe raschlenenie devonskikh otlozheniy ostrova Shpitsbergen* [Devonian stratigraphic division of the Spitsbergen Island]. Geologiya Sval'barda. Leningrad: NIIGA, 1976, pp. 78-91.
- Ohta, Y., 1992. Recent understanding of the Svalbard basement in the light of new radiometric age determinations. – Norsk Geologisk Tidsskrift, vol. 72, Oslo. pp. 1-5.
- Pchelina T.M., Bogach S.I., Gavrilov B.P. *Novye dannye po litostratigrafii devonskikh otlozheniy rayona Mimerdalen* [New data on the litho-stratigraphy of the Devonian deposits, Mimerdalen area]. Geologiya osad. chekhla arkh. Shpitsbergen. Leningrad: PGO Sevmorgeologiya, 1986, pp. 5-19.
- Skilbrei, J.R., Interpretation of Geophysical Data from the Northwestern Barents Sea and Spitsbergen (doctor ingenioravhandling). – Norges Tekniske Høgskole, Trondheim, 1993.
- Verba M., Ivanov G. *Est' li neft' i gaz na Shpitsbergene* [Is there any oil and gas in Svalbard]. Neft' Rossii, 2006, no.11, pp. 56-59.
- Verba M.L. *Kontaktovyy metamorfizm kamennougol'nykh otlozheniy v zone Billefjordskogo razloma* [Contact metamorphism of Carboniferous deposits in the area of Bille-Fjord fault]. Razvedka i okhrana neдр, 2005, no.1, pp. 26-35.
- Verba M.L. *Neft' na Shpitsbergene: istoriya issledovaniy* [Oil on Svalbard: the history of research]. Arktika i Antarktika, 2007, vol. 5 (39), pp. 25-41.
- Verba M.L. *Paleozoyskie metamorficheskie obrazovaniya Billefjordskoy zony razlomov Shpitsbergena kak svidetel'stvo otsutstviya «sval'bardskoy» fazy skladchastosti* [Paleozoic metamorphic formations of Bille-Fjord faulted zone, Spitsbergen as evidence of absence of "Svalbard" faulted phase]. Proceedings of RAO/CIS Offshore 2007. (Saint Petersburg, 11-13 September 2007). Saint Petersburg: Khimizdat, 2007, pp. 74.
- Verba M.L. *Proyavleniya prirodnikh uglevodorodov v osadochnom chekhle Shchpitsbergena* [Natural hydrocarbon manifestations in the sedimentary cover of Svalbard]. Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika, 2007, vol. 2, available at: <http://www.ngtp.ru/rub/6/018.pdf>
- Verba M.L. *Shpitsbergen – vozmozhnosti investitsiy* [Svalbard - investment opportunities]. Sevmorgeo 15 let (1991-2006). Saint Petersburg: Global V'yu, 2006, pp. 118-121.
- Verba M.L. *Zabytye zalezhi nefti v paleogenovykh i kamennougol'nykh otlozheniyakh o. Zap. Shpitsbergen* [Forgotten oil deposits in the Paleogene and Carboniferous deposits on Western Svalbard]. Proceedings of 7 International forum "Fuel and Energy Complex of Russia (Saint Petersburg, 10-12 April 2007). Saint Petersburg, 2007, pp. 40-41.
- Verba M.L., Verba Yu.L. *Intruzivnye piroklastity Shpitsbergena* [Intrusive pyroclasts of Svalbard]. *Granitoidnye vulkano-plutonicheskie assotsiatsii* [Granitoid volcano-plutonic association]: Proceedings of the All-Russia meeting, Syktyvkar, Respublika Komi, 21 – 23 maya 1997 g. Syktyvkar: In-t geologii Komi NTs UrO RAN, 1997, pp. 25-26.
- Verba M.L., Verba Yu.L. *Metamorfity Billefjordskoy zony razlomov na Shpitsbergene – gorst dokembriyskikh porod, ili paleozoyskaya intruziya?* [Metamorphics of Bille-Fjord fault zones on Spitsbergen - horst of Precambrian rocks, or Paleozoic intrusion?]. Geologo-geofizicheskie kharakteristiki litosfery Arkticheskogo regiona. Saint Petesburg: VNIIOkeangeologiya, 2002, vol. 4, pp. 178-198.