УДК [552.5+552.4](481-992.1)

М. Л. Верба

Соотношение осадочных и метаморфических пород в зоне Биллефьордского разлома (о. Западный Шпицберген)

Получение в скважинах на берегах бухты Петунья притоков газа и легкой нефти в количествах, представляющих практический интерес, явилось продолжением успешных работ на других российских участках Шпицбергена (Верба, 1989) и сделало актуальным вопрос о тектонической позиции толщи каменноугольных отложений, развитых в этом районе, и источнике углеводородов, насыщающих эти отложения. Исследователи Шпицбергена, в том числе российские, в большинстве своем придерживаются концепции, развиваемой в Кембридже школой В. Харланда, основу которой составляет утверждение, что платформенный режим в регионе установился в карбоне после проявления так называемой свальбардской фазы складчатости, постумно наследующей черты каледонского тектогенеза (Harland, 1997; Красильщиков, 1973; Сироткин, 2010). Район рудника Пирамида, о котором пойдет ниже речь, относится к числу ключевых пунктов, на примере которого В. Харландом была выстроена значительная часть этой концепции, а Баллиолбреенский горст, сложенный докембрийскими образованиями, выступает основным аргументом его построений (Harland et al., 1974). Горст, по мнению многих исследователей, разграничивает мощный орогенный комплекс девонских образований типа Old Red от развитого восточнее тонкого платформенного чехла пермокарбоновых отложений, залегающих непосредственно на кристаллическом фундаменте. В соответствии с этими взглядами перспективы выявления здесь залежей углеводородов (УВ) минимальны, что входит в противоречие с фактическими данными. Разрешение этого противоречия составляет цель настоящей публикации.

Исходные данные и методы их обработки

Бурение колонковых скважин по берегам бухты Петунья, предпринятое по инициативе технического директора треста «Арктикуголь» В. Д. Трифоненкова, обнажило противоречивость информации о геологическом строении этого участка. С одной стороны, зарубежные сведения регионального характера (Hjelle, 1993; Johannssen & Steel, 1992; Harland, 1997) характеризуют район как эпикаледонскую платформу с маломощным чехлом, не представляющим интереса в нефтегазоносном отношении. С другой стороны, в окрестностях рудника Пирамида российскими геологами получены детальные сведения, основу которых составляют результаты проходки большого числа горных выработок и бурения углепоисковых скважин, число которых исчисляется многими десятками (Лившиц, 1966; Пчелина и др., 1986; Пчелина, 1994; Krasil'ščikov, 1996).

Исходя из этого, была выполнена увязка данных по окрестностям рудника Пирамида с региональными построениями Э. П. Юханссена и Р. Дж. Стила (Johannssen, Steel, 1992), Т. М. Пчелиной (Пчелина и др., 1986), Ю. Я. Лившица (Лившиц, 1966, 1973), материалами других геологов (Гавриленко, Митрофанов, 2002; Геология

Свальбарда, 1976; Геология…, 1980; Геология Шпицбергена, 1983; Геология…, 1986; Турченко, 1987; Сироткин, Евдокимов, 2011), рабочими построениями геологов рудника Пирамида, в частности Б. Н. Климова, и собственными наблюдениями автора (Верба, Верба, 1997, 2002; Верба, 2005). В итоге были составлены схема стратиграфического расчленения (табл.) и структурная карта, отражающая условия залегания подошвы каменноугольных отложений (рис. 1). На поверхности, показанной на карте, не обнаружено признаков эрозионного несогласия, свойственного границе «чехол–фундамент», что было подтверждено непосредственными полевыми наблюдениями по участкам в полосе Биллефьордского разлома, где обнажается контакт девонских и каменноугольных осадочных отложений с комплексом метаморфических пород,

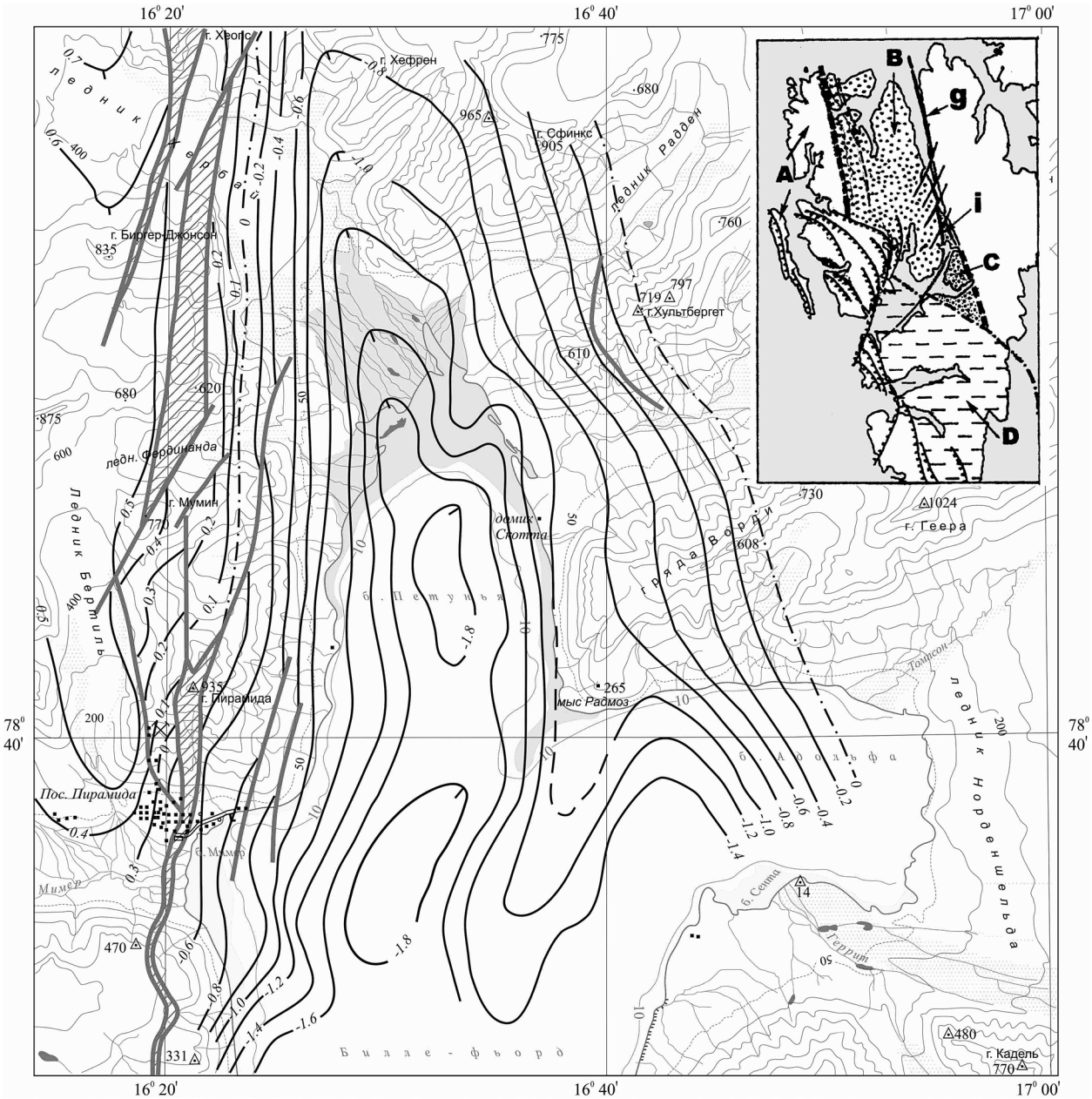

Рис. 1. Структурная карта северной части Биллефьордского трога по подошве каменноугольных отложений и принципиальная тектоническая схема о. Западный Шпицберген (на врезке). A — Западно-Шпицбергенская складчатая область; B — девонский грабен; C — Биллефьордский трог; D — Западно-Шпицбергенский прогиб; i — Биллефьордский разлом; g — продолжение Биллефьордского разлома по аэромагнитным данным. Зубчатые линии — надвиги. Тонкой косой штриховкой показаны участки Биллефьордского разлома, где каменноугольные отложения залегают на метаморфических породах (серия атомфьелла)

Таблица

Стратиграфическое расчленение отложений девона и карбона в зоне Биллефьордского разлома

Возраст		Свита (толща)	Мощность, м
Касимовский и гжельский ярусы верхнего карбона (290–303 Ма)		Cadiellfjellet (верхи нижних «вордиекаменских» известняков)	200
		Black crag (средняя часть разреза нижних «вордиекаменских» известняков)	30
Московский ярус среднего карбона (303–311 Ма)		Minkinfjellet (низы нижних «вордиекаменских» известняков и верхи гипсоносной толщи)	300–400
Башкирский ярус среднего карбона (311–323 Ма)		Tricolorfjellet и ее фациальный аналог Odelfjellet (гипсоносная толща)	400
		Ebbaelva (пестроцветная толща и верхи надугольной)	200–350
Серпуховский ярус нижнего карбона (323–333 Ма)		Hulteberget (надугольная толща и верхи верхней угольной)	150
		Sporehøgda (межугольная толща и низы верхней угольной)	До 80
Визейский ярус нижнего карбона (333–350 Ма)		Høelbreen (нижняя угольная толща)	90–170
Турнейский ярус нижнего карбона (350–355 Ма)		Triungen (подугольная толща)	До 100
Фаменский ярус верхнего девона и нижний отдел карбона (~355–367 Ма)	Серия Мимердален, 600–850 м	Плантаклёфта	100
Франский ярус верхнего девона (367–377 Ма)		Плантарюгген	100
Живетский и эйфельский ярусы среднего девона (377–386 Ма)		Фискеклёфта	130
		Эстериагаузен	100
	Серия Вейде-бей, 600 м	Таге-нильсон	600
	Серия Грей-хук, 1300–1400 м	Форкаладен	630
		Тавлефьеллет	300
		Скамдален	150
Эмский ярус нижнего девона (386–390 Ма)	Серия Вуд-бей, 2600–2900 м	Вердален	100
		Стьердален	400
Зигенский ярус нижнего девона (390–396 Ма)		Кальтифьеллет	600–900
		Кап-кьелдсен	1500
Жединский ярус нижнего девона, пржидольский и предположительно лудловский ярусы верхнего силура (396 — ~412 Ма)	Серия Ред-бей, 2400–2550 м	Бен-невис	900
		Френкельриджен	600–750
		Андребреен	1400
		Ривератоппен	До 700
	Серия Сикта-фьеллет, 750 м	Альбертбреен	До 3050
		Лильеборгфьеллет	До 140

объединяемых в толщу атомфьелла, которая, согласно В. Харланду (Harland et al., 1974), имеет архей-раннепротерозойский возраст. Маршрутными пересечениями были изучены естественные обнажения по долинам рек Мимер, Хуген, Биргер-Джонсон, Эбба и склонам гор Пирамида, Сентинел, Одель, Триунген, Триколор, Ловехогден, Вордиекаммен, где эти осадочные породы находятся в соприкосновении с метаморфитами, которые прослеживаются от бухты Мимер до западного побережья Ауст-фьорда. В итоге были обнаружены признаки «горячего» контакта между этими образованиями и показано, что метаморфические породы слагают не горст, а представляют собой сочетание секущих и пластовых интрузивных тел (Верба, 1996). Выполненные при маршрутных исследованиях замеры элементов залегания пород и статистическая обработка полученного массива замеров, включающего более тысячи позиций, в сочетании с визуальными наблюдениями позволили выделить в единой зоне Биллефьордского разлома ряд кулис, эшелонированно сменяющих одна другую (см. рис. 1, косая штриховка).

Каждый отрезок разлома (кулиса) с 1986 по 1995 г. был исследован отдельно. Детальные описания зон контактов каменноугольных и девонских осадочных отложений с метаморфическими породами были выполнены на южной кулисе — в стенке вентилляционного штрека 365 рудника Пирамида, в центральном участке — на обнажениях в ручье Биргер-Джонсон, а на северной кулисе — на склонах гор Сентинел и Одель. Наблюдения сопровождались опробованием и структурными замерами. Аналогичные наблюдения были проведены по южному и северному бортам долины Эббаэльва. Кроме того, был изучен керновый материал по скважинам, вскрывшим контакт пород карбона и серии атомфьелла у южного подножия г. Пирамида, в долине ручья Рогнар и на восточном берегу бухты Петунья (см. рис. 1).

В этих наблюдениях в разное время принимали участие главный геолог треста «Арктикуголь» А. Э. Вертель, геолог Пирамидской ГРП Б. Н. Климов, геологи ПМГРЭ Б. П. Гаврилов, И. А. Андреева и А. С. Бирюков. Литолого-петрографические определения в шлифах автор выполнял совместно с Ю. Л. Вербой, Л. А. Гаскельберг, И. А. Андреевой, Н. В. Устиновым, А. А. Красильщиковым и Н. А. Сироткиным. В лаборатории ВСЕГЕИ аналитиком Л. В. Щиголевой под руководством Ю. Д. Пушкарева были произведены калий-аргоновым методом определения радиологического возраста интрузивных образований. Частные итоги проведенных исследований были отражены в публикациях (Верба, Верба, 1997, 2002; Верба, 2005).

Целям дальнейшего обоснования полученных выводов послужили сейсмические работы, которые были выполнены в Билле-фьорде в различной модификации тремя российскими организациями. К югу от бухты Петунья полученный материал представлен профилями МОВ ОГТ, отработанными В. И. Хрисанфовым (ПМГРЭ) в 1991 г. Восточный берег бухты был освещен двумя короткими профилями МОВ, наблюдения на которых предприняли в 1993 г. специалисты ВНИИГеофизика. И наконец, центральные части акваторий бухт Петунья, Мимер и Адольфа были пересечены в 1999 г. профилями МОВ МПВ с трехкомпонентной регистрацией сейсмической информации донными станциями. Профили были отработаны под руководством В. И. Хрисанфова и В. Ю. Балыкова (ГНПП «Севморгео»), а обработка материалов осуществлена И. М. Тихомировой под руководством Ю. В. Рослова (Сакулина и др., 2003). При обработке этих сейсмических данных было выполнено их сопоставление с сейсмическими профилями, содержащимися в докторской диссертации Дж. Скилбрея (Skilbrei, 1993). На образцах керна колонковых скважин в петрофизической лаборатории ВИРГа под руководством И. А. Курилович был выполнен комплекс петрофизических исследований, включающий определения скорости прохождения акустических колебаний в сухих, водонасыщенных и охлажденных до минусовых температур образцах. В изученной коллекции были представлены все основные литологические разности каменноугольного разреза. Структурные построения сопровождались анализом результатов (Skilbrei, 1993) среднемасштабной аэромагнитной съемки, выполненной ПМГРЭ совместно с норвежскими специалистами (Krasil'ščikov, 1996).

В заключение была выполнена оценка роли выявленных интрузивных пород на генерационный потенциал керогена каменноугольных и девонских пород и на общую оценку перспектив нефтегазоносности района бухты Петунья и прилегающей территории. С этой целью Н. К. Евдокимовой было предпринято углепетрографическое изучение образцов угля, подвергшегося термальному воздействию интрузии, по методике, освещенной ею ранее (Евдокимова и др., 1986). Определения выполнялись при увеличении 450, в качестве эталона использовался алмаз с R° = 5,35.

Результаты исследований

Материалы проведенных исследований показали, что строение осадочного разреза рассматриваемого участка Шпицбергена и соотношение слагающих его толщ существенно меняются как в широтном, так и в меридиональном направлении. В особенности эта черта присуща залеганию каменноугольных пород на подстилающих образованиях. Учитывая это обстоятельство, ниже будут приведены данные на трех участках Биллефьордского разлома.

Западный блок Биллефьордского разлома. В этой части рассматриваемой области каменноугольные отложения залегают непосредственно на девонских и образуют с ними единую последовательность.

Девонские отложения на Земле Диксон слагают непрерывный разрез, в котором выделены все подразделения международной шкалы (см. табл.). Разрезу присуще преобладание песчаных

разностей, частое присутствие конгломератов, пестрая, преимущественно красно-бурая окраска и обилие косослоистых текстур и внутриформационных перерывов, указывающих на принадлежность к дельтовым формациям (Геология Свальбарда…, 1976). Отложения нижнего отдела, на который приходится около 70% всего объема девонских отложений (см. табл.), в рассматриваемом районе не вскрыты. Присутствие их на глубине сомнений не вызывает, но мощность оценивается ориентировочно. По геофизическим данным она составляет приблизительно 3 км. Среднедевонские отложения представлены известняками, аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, содержащими 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. Им присуща грубая косая слоистость дельтового типа, благодаря которой наклон плоскостей напластования достигает 29–32°. Бóльшая часть разреза верхнего отдела сложена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, вверху с прослоями гравелитов и конгломератов.

Согласно построениям Ю. П. Бурова и Д. В. Семевского (Геология Свальбарда…, 1976; Krasil'ščikov, 1996), формирование разреза происходило в условиях мелководного опресненного бассейна, который, по заключению Л. Г. Мурашова, не ограничивался территорией современного развития девонских отложений, а охватывал весь Ню-Фрисланд. Похожие выводы независимо были высказаны ранее (Верба, 1996; Дараган-Сущов и др., 1998). Общая мощность, подсчитанная простым суммированием мощности отдельных толщ, дает величину порядка 8 км, что по меньшей мере вдвое превышает истинную величину, поскольку не учитывает присущее девонской толще клиноформное строение и проградацию зон максимального осадконакопления в юго-восточном направлении.

Общей для всех девонских пород чертой является низкая стадия дегидратации глинистых минералов, легко размываемых и придающих воде ручьев, берущих начало в поле развития девонских аргиллитов, цвет бурового раствора. Степень катагенетической зрелости органического вещества (ОВ) верхнедевонских пород не превышает стадии $МК_2$ ($R°_{max}$ = 0,73, скв. 68, глубина 701 м; данные Т. М. Пчелиной (Krasil'ščikov, 1996)) и только вблизи разлома Баллиолбреен заметно повышается.

Эти данные важны в том отношении, что, во-первых, не допускают принадлежности девонской толщи к комплексам основания, на чем настаивали В. Харланд (Harland, 1997), А. А. Красильщиков (Красильщиков, 1973) и ряд других геологов (Hjelle, 1993; Ohta, 1992), а во-вторых, дают основание утверждать, что более высокие значения катагенеза ОВ, наблюдаемые на Пирамиде в вышележащих отложениях нижнего карбона, обусловлены не региональным фактором, а локальным.

Натурными наблюдениями была обнаружена особенность процессов денудации, которая заключалась в разрушении куэстовых обрывов, сложенных крепкими каменноугольными песчаниками и конгломератами, и перемещении вниз по отлогим склонам огромных отторженцев этих пород, придающих рельефу черты «каменного хаоса». Сползая вниз по склонам, сложенным девонскими аргиллитами, эти мегалиты создали иллюзию угловых несогласий и привели к двукратному завышению мощности нижнекарбоновых конгломератов и переоценке их роли в геологической истории (Harland et al., 1974).

Каменноугольные отложения без стратиграфического перерыва перекрывают верхнедевонскую свиту плантаклёфта, а видимость несогласного залегания, местами хорошо заметного в естественных обнажениях, создает грубая косая слоистость дельтового типа, присущая девонским образованиям. Ложное впечатление несогласия усугубляют упоминавшиеся мегалитические отторженцы крепких «триунгенских» конгломератов. Впрочем, несмотря на это, А. Елли характеризует соотношение каменноугольных и девонских толщ на Земле Диксон как согласное (Hjelle, 1993). Спокойное, почти горизонтальное залегание подошвы карбона на западе района, показанное на структурной карте (см. рис. 1), хорошо коррелирует с этим выводом. Э. Юханссен и Р. Стил установили, что в региональном плане они, как и подстилающие, образуют систему клиноформ, погружающихся в южном и юго-восточном направлениях (Johannssen & Steel, 1992), и, таким образом, наследуют общую композицию девонской толщи.

Уровень катагенетической зрелости ОВ в каменноугольных отложениях месторождения Пирамида, как правило, выше, чем в девонских отложениях, но редко выходит за пределы марки ГЖ ($R°_{max}$ = 0,85–1,0 (Евдокимова и др., 1986)) и только в непосредственной близости от Биллефьордского разлома повышается до 1,2.

Приведенные данные показывают, что нет оснований противопоставлять эти толщи и относить одну из них к фундаменту, а другую — к осадочному чехлу. По всем признакам обе они относятся к недислоцированным образованиям, формируют единый седиментационный комплекс и разделяются слабовыраженным несогласием, которое носит черты внутриформационного перерыва. Сходные соображения приводили и другие геологи (Бархатов, 1969; Дараган-Сущов и др., 1998; Турченко, 1987). Важно подчеркнуть, что «триунгенские» конгломераты, которые иногда рассматриваются как базальный комплекс осадочного чехла, имеют весьма локальное распространение и служат индикатором местных особенностей палеорельефа. На расстоянии в несколько километров размерность хорошо окатанного материала, имеющего преимущественно кварцевый состав, меняется от мелкой гальки до крупных валунов, что указывает на близкое местонахождение источника обломков, который располагался в северо-восточном направлении от стратотипического разреза.

Южный отрезок Биллефьордского разлома (рудник Пирамида). ***Девонский разрез***, детально изученный Т. М. Пчелиной (Пчелина и др., 1986; Пчелина, 1994), представлен здесь отложениями верхнего и частично среднего отделов и сложен теми же терригенными формациями, что и к западу от рудника, но отличаются от него повышенным и неравномерным метаморфизмом. Последнее обстоятельство и большое количество разрывных нарушений сильно затрудняют их корреляцию даже в близрасположенных скважинах. Характерно, однако, что, несмотря на признаки дислоцированности, преимущественно регмагенной, в кровле девонского разреза сохраняются все подразделения верхнего отдела, включая маломощную свиту плантаклёфта, что указывает на отсутствие существенного перерыва в осадконакоплении на рубеже девона и карбона. Показательно, что отложения этой свиты вскрыты в скважинах непосредственно под каменноугольными отложениями не только к западу от главного разлома этой зоны, но и к востоку от него. Это служит веским аргументом в пользу того, что этот разлом в конце девона еще не проявлял своей активности. Вместе с тем присутствие в составе грубообломочной фракции верхнедевонских отложений большого количества обломков вулканогенных пород свидетельствует об относительной близости этого участка девонского грабена к центрам вулканической деятельности.

Каменноугольные отложения представлены всеми тремя отделами. Основание толщи сложено терригенными угленосными отложениями мощностью 250 м, среди которых преобладают 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 ($R°_{max}$ = 0,85–1,0 (Пчелина, 1994)).

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. Стратиграфическая последовательность состоит из повторяющихся мелких (до 40 м по мощности) секвенций, прослеживаемых, несмотря на быструю латеральную изменчивость, на значительном расстоянии и образующих закономерную систему клиноформ.

В разрезе различают отложения свиты эббадален, включающей пачки хультбергет, эббаэльва, оделлфьеллет и триколорфьеллет, и самостоятельной пачки минкинфьеллет (см. табл.). Нижняя из них — пачка хультбергет — состоит из красноцветных песчаников, чередующихся с толстыми прослоями красных глинистых алевролитов. Вышележащая пачка эббаэльва сложена серо-зелеными глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями карбонатов и эвапоритов у кровли. Пачка триколорфьеллет и ее латеральный эквивалент пачка оделлфьеллет представлены гипсами и ангидритами, чередующимися с известняками, доломитами, реже — с песчаниками, аргиллитами и конгломератами. Перекрывающая их самая верхняя пачка минкинфьеллет состоит преимущественно из карбонатных пород. Этот комплекс общей мощностью около 700 м является основным осадочным выполнением Биллефьордского трога и хорошо изучен (Johannssen & Steel, 1992).

Характерной чертой строения рассматриваемого участка является присутствие в разрезе вышеописанных осадочных отложений сложного комплекса магматических и метаморфических

образований. Они представлены породами разнообразного состава и различных условий залегания, но приурочены в большинстве своем к относительно ограниченному стратиграфическому уровню — в основном к разрезу нижнего карбона. Вместе с тем детальные наблюдения в выработках рудника показывают, что каменноугольные отложения налегают на этот комплекс различными горизонтами и не подстилаются базальными кластитами. Напротив, практически повсеместно, где этот контакт мог наблюдаться, отмечался переходный слой сильно измененных гибридных пород мощностью от одного до трех-четырех десятков метров. Постоянное присутствие этого слоя в основании карбона, при существенном его отличии от девонских формаций, побудило первых геологов рудника обособить его в отдельную стратиграфическую категорию и датировать (условно) силуром. Последующие исследователи отнесли его вместе с залегающими ниже магматическими породами к серии атомфьелла и датировали поздним археем — ранним протерозоем (Красильщиков, 1973; Лившиц, 1966; Harland, 1997; Ohta, 1992).

Вследствие такой трактовки природы этих образований во всех углепоисковых скважинах и горных выработках, вскрывавших эти породы, прекращалась проходка, и они оставались практически не изученными. Исключение составляют вентиляционный штрек 365 рудника Пирамида и довольно полный разрез скважины 102 на юго-восточном склоне горы Пирамида.

Вентиляционный штрек 365 до пикета 230 (рис. 2) проходит в спокойно воздымающихся породах нижней угленосной толщи (свита хульбреен), после чего можно заметить переход к сильно нарушенному залеганию с общим падением к северу. На расстоянии 40 м по штреку углы наклона пород возрастают от 10–15° до 45–50°, залегание пород осложняется рядом складок с размахом крыльев в первые метры, одновременно растет степень трещиноватости песчаников и наблюдается постепенный их переход в сливную, кварцитовидную породу. На пикете 278 в стенке штрека виден круто падающий под углом 65–70° в северо-западном направлении контакт осадочных пород с магматическим телом, сложенным туффизитами (Верба, Верба, 1997).

Непосредственно у контакта интрузивного тела залегают углистые олигомиктовые, хорошо сортированные алевролиты, практически нацело состоящие из кварцевых зерен. Под микроскопом видно, что только 5–7% обломков представлены кислым плагиоклазом и столько же — обломками кварцитовидных пород. 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 до 3% мусковита, отличающегося чистотой.

Непосредственно на контакте магматическое тело сложено лавовой брекчией и брекчиевидными фельзитовыми лавами с переходами в туфолавы игнимбритового типа. 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 псевдо-

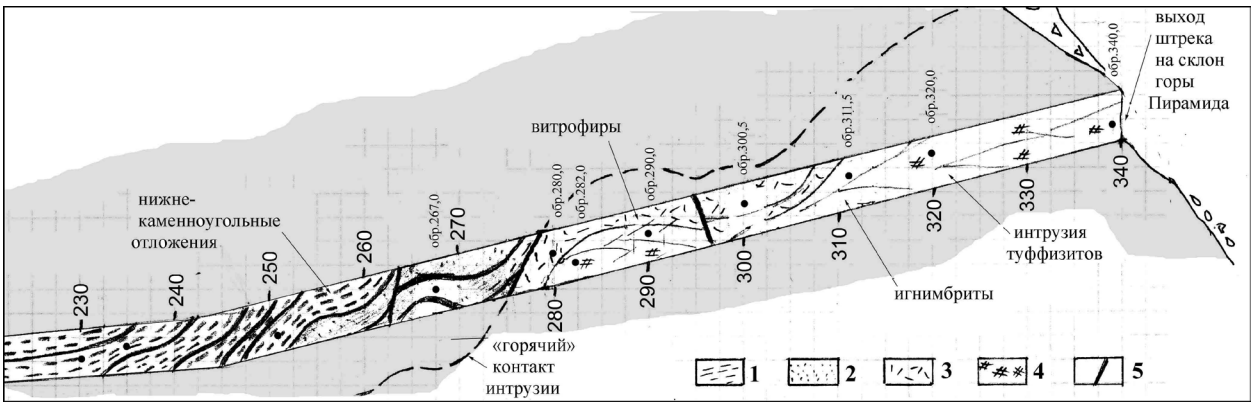

Рис. 2. Контакт нижнекаменноугольных терригенных пород и интрузивных пирокластитов, вскрытый штреком 365 рудника Пирамида: 1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — витрофиры; 4 — игнимбриты; 5 — сбросы

морфоз развивается новообразованный кальцит, избирательно замещая туфовые обломки. Он составляет до 5–10% объема породы, но местами отсутствует совсем.

Прослеживание этих пород по стенке штрека показало, что они слагают самую верхнюю часть интрузивного тела. Ниже 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%. В 30 м от контакта на пк. 311,5 магматическое тело слагает 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 вышележащем разрезе, порода кальцитизирована (количество новообразованного кальцита варьируется от 20 до 60%), нередко заметна структура «шахматной доски», которая образуется спеканием отдельных лавовых фрагментов.

В самой нижней части вскрытого тела (на выходе из штрека на поверхность, пк. 340) снова становятся заметны полосы реликтового углистого вещества, появляются прослои осадочных пород и примесь равномерно распределенного алевритового материала, количество которого достигает 5–7%. Все эти признаки указывают на близость второго контакта с осадочной толщей, вмещающей это магматическое тело.

Таким образом, мощность вскрытого магматического тела можно оценить в 20–25 м. Условия его образования, учитывая специфический состав и, в частности, интенсивность гидротермальной переработки, сопоставляются с подземной эксплозией. Круто падающий контакт с вмещающими породами позволяет говорить о секущем залегании интрузивного тела, но вопрос о соотношении этого тела с подводящим каналом проведенные наблюдения оставляют открытым. Отчасти этот вопрос проясняют наблюдения на других отрезках разлома, которые показывают, что в качестве канала, питавшего рассмотренную пирокластическую интрузию, выступает,

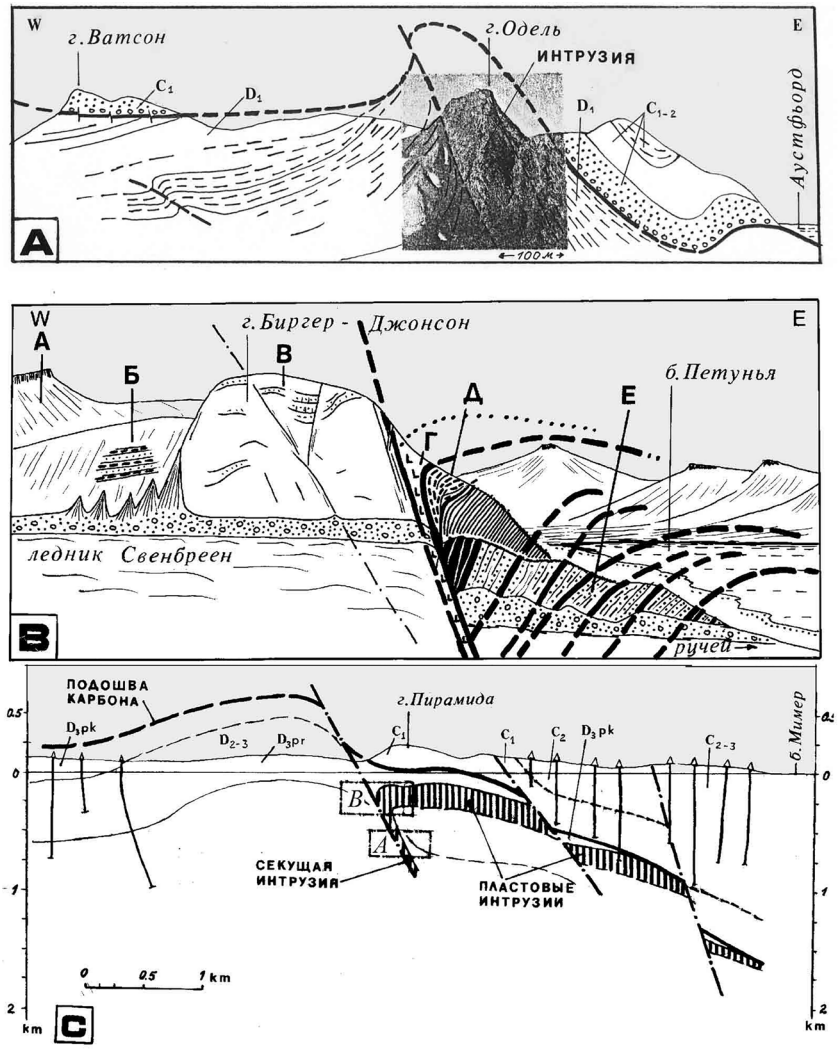

Рис. 3. Разрезы через зону Биллефьордского разлома, инъецированного серией секущих и пластовых магматических тел. А — разрез по южному склону горы Одель. В рисунок вмонтировано фото В. Харланда (Harland et al., 1974); В — натурная зарисовка северного борта долины ручья Биргер-Джонсон. Объяснения — в тексте; С — разрез по нижнему течению р. Мимер. На разрезе выделены два участка, строение которых сопоставляется, соответственно, с разрезами А и В

очевидно, самая западная трещина зоны Биллефьордского разлома (рис. 3, нижний профиль).

Подтверждение этому содержит разрез колонковой скважины 102, пройденной на юго-восточном склоне горы Пирамида. На отметке –270 м скважина вошла в полнокристаллические кайнотипные амфиболиты и остановлена в них. Перепад высот, на которых встречены магматогенные тела в разрезе карбона, составляет почти 600 м. Вместе с тем данные бурения других скважин на этом участке показывают, что контакт каменноугольных пород с магматическими образованиями лишь в единичных случаях поднимается выше уровня моря. Из этого следует, что основная масса магматического материала насыщает нижнюю треть этого 600-метрового интервала, а наблюдения в штреке 365, характеризующие обстановку подземной эксплозии, вырвавшейся на поверхность, по-видимому, в виде «палящей тучи», в целом не типичны для условий спокойного послойного инъецирования осадочного разреза магматическим расплавом, происходившего на гипабиссальных глубинах.

К этому участку Биллефьордского разлома приурочена своеобразная изометричная аномалия магнитного поля интенсивностью более 200 нТл, которая к северу от горы Пирамида переходит в узкий линейный максимум, прослеживаемый вдоль разлома вплоть до северной оконечности Ауст-фьорда (Skilbrei, 1993). Такое неоднородное отражение единой разломной зоны в магнитном поле позволяет сделать два важных вывода. Во-первых, сам факт наличия интенсивной линейной аномалии свидетельствует о приуроченности к разлому магматических пород с высокой намагниченностью, а во-вторых, изометричная аномалия на конце разломной зоны может рассматриваться как признак эруптивного центра, с формирования которого, вероятно, и начался магматический процесс в зоне Биллефьордского разлома.

Исходя из вышеприведенных данных, можно полагать, что и наличие в верхах девонского разреза многочисленных обломков эффузивных пород, отмечавшееся многими геологами, и повышенный уровень метаморфических изменений в девонских породах, которые фиксировала Т. М. Пчелина, и выявленные нами интрузивные пирокласты, и ареальная магнитная аномалия, рассмотренная Дж. Скилбреем, — все эти особенности строения данного участка тесно связаны между собой и обусловлены существованием в непосредственной близости от него мощного вулканического аппарата, начало деятельности которого приходится на вторую половину фаменского века (около 365 Mabp).

Центральный отрезок Биллефьордского разлома (ручей Биргер-Джонсон). Разрез ручья Биргер-Джонсон характеризует следующую кулису Биллефьордского разлома, показанную на рис. 1 тонкой косой штриховкой. Эрозионным срезом здесь вскрыты более глубокие горизонты, чем в рассмотренном выше случае (см. рис. 3, средний профиль). Принципиальное соотношение этого фрагмента разреза с рассмотренным выше показано на нижнем профиле рис. 3 (Верба, Верба, 2002).

На достаточном удалении от линии разлома, превышающем первые сотни метров (интервалы А и Б на рис. 3, В), разрез девонских и каменноугольных толщ представлен полого наклоненными к юго-востоку под углом 5–8°, слабометаморфизованными песчано-глинистыми отложениями, разрез которых в целом аналогичен описанному выше и слагающему Землю Диксон (см. табл.). Однако по мере приближения к разлому, в узкой долине ручья Биргер-Джонсон условия залегания и вещественный состав этих отложений заметно изменяются. В полосе шириной около 100–150 м, прилегающей с запада к разлому, они резко деформированы, причем залегание их меняется довольно незакономерно (интервал В на рис. 3, В). В 100 м к западу от разлома угленосные песчаники нижнего карбона свиты Sporehøgda, которые слагают основание склона выше долинного ледника, приобретают наклон до 30° в западных румбах и охристую окраску, обязанную гидроокислам железа. На плоскостях напластования появляются чешуйки белой слюды (мусковит, до 10–15%), реже — биотита и хлорита, кристаллы пирита, мелкие зерна пиритизированного магнетита, плагиоклаза, нацело соссюритизированного, циркона, турмалина. Структура песчаников переходит в мозаичную с микрозернистыми агрегатами новообразованного кварца вместо цемента, иногда с зубчатыми сочленениями зерен, и только в прослоях в большим содержанием углистого материала (до 10–15%) сохраняются участки с пленочным цементом. Видно, что в процессе метаморфизма в углистых песчаниках сохранялась структура, характерная для песчаников, а в безугольных разностях порода приобретала облик типичных кварцитов. Содержащиеся в песчаниках маломощные пропластки угля обнаруживают видимые следы неоднородного термального воздействия.

Отражательная способность витринита R° в одном из них, по определению Н. К. Евдокимовой, колеблется от 0,75 до 1,10, достигая в единичных замерах стадии Ж ($R°_{max}$ = 1,2), что свойственно углям с термальным типом метаморфизма. Всего было выполнено 104 определения, из которых одна треть пришлась на интервал 0,75–0,82, а половина — на интервал 0,90–0,98. В непосредственной близости от этого места, в угленосной толще горы Красной Б. Н. Климовым отмечались «горелики», которые служат признаком обжига толщи, вмещавшей прослои угля.

Ближе к интрузии, в 60 м от нее, песчаники сохраняют лишь слабовыраженную слоистость и приобретают огнейсованный, кварцитовидный облик. Залегание становится запрокинутым, с падением на восток под углом 75–80°. 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.

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 кварцитопесчаника граувакковаго 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.

На расстоянии первого десятка метров от контакта с дайкой, в зоне ее лежачего экзаконтакта преобладает однородная, сильно перемятая, кливажированная мелкозернистая гибридная порода серого цвета, почти не имеющая, кроме реликтов слоистости, макроскопических признаков осадочного происхождения. Она 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.

Секущая дайка (интервал Г на рис. 3, В) сложена массивным зеленовато-черным огнейсованным крупнозернистым амфиболитом, состоящим из роговой обманки, нередко замещенной биотитом, андезина (до 10%), мелкокристаллического ксеноморфного кварца (до 5%) и примеси апатита и магнетита. Структура габбровая и гипидиоморфно-зернистая. Первоначально интрузивная порода представляла собой кварцевое габбро. 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. Мощность интрузивного тела не превышает 10–15 м. 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 северо-северо-восточного 25°.

К восточному висячему зальбанду интрузии прилегает вертикально залегающее линзообразное тело невыдержанной мощности (от 10 до 20 м), сложенное бронзит- и серицит-кварцитовыми сланцами с тонкоплитчатой, почти чешуйчатой отдельностью (интервал Д на рис. 3, В). Порода имеет отчетливое слоистое строение и представляет собой чередование преобладающих по мощности и частоте встречаемости прослоев метаосадочных пород различного состава (в большинстве своем это алевролиты и аргиллиты), среди которых различаются тонкие и тончайшие волосовидные пластовые интрузии. Мощности отдельных слоев метаосадочных пород в среднем составляют 4,0–0,6 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. Кварцитовидные песчаники содержат частые красные пегматоидные прожилки.

Далее к востоку дно долины слагает слоистая толща, которая состоит из довольно мощных (3–10 м) пачек различных метаосадочных образований, пронизанных многочисленными

относительно тонкими (1–1,5 м) пластовыми телами метаморфизованных интрузивных пород (интервал Е на рис. 3, В). Самая мощная из таких пластовых интрузий сложена гранитизированным среднезернистым амфиболитом, первоначальный состав которого близок к типовому: 65% роговой обманки, в небольшой степени хлоритизированной и образовавшейся, скорее всего, по пироксену, до 10% кварца, 20% андезина, в основном превращенного впоследствии в олигоклаз, и 5% магнетита. Кроме того, порода содержит мелкие кристаллы апатита (менее 1%), а также единичные зерна эпидота и крупные кристаллы граната. Порода рассечена тонкими послойными инъекциями выплавленного кварцево-полевошпатового материала.

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, часто в сростках со слюдой, и редкие зерна апатита. Характерно присутствие крупных, прекрасно ограненных кристаллов турмалина (до 2%). Состав совсем тонких пластовых и линзовидных микроинтрузий, мощностью 2–4 см, отличает вторичная карбонатизация. В структуре пластовых интрузий различаются текстурные неоднородности, имеющие вид округлых, похожих на хлебные караваи, ксенолитов, сложенных метаосадочными породами. В некоторых из них встречен сидерит с удельным весом 3,44 г/см^3.

Вмещающие породы представлены различно окрашенными филлитами, среди которых можно различить метаморфизованные пестроцветные аргиллиты, свойственные разрезу свит *ebbaelva* и *tricolorfjellet* среднего карбона. Углы их наклона меняются закономерно — вблизи разлома породы залегают вертикально, на удалении первых десятком метров от контакта наклон не превышают 30–40°, а с приближением к берегу фьорда падение постепенно уменьшается до субгоризонтального залегания. Одновременно наблюдается снижение степени метаморфизма осадочных пород.

Таким образом, рассмотренный разрез дает основание утверждать, что контакт осадочных пород с секущим магматическим телом являет собой пример ясно выраженного градационного нарастания метаморфизма, обнаруживает многочисленные следы интенсивного термального воздействия и, что наиболее существенно, показывает отчетливые свидетельства послойного проникновения горячего магматического материала непосредственно в толщу вмещающих пород как в лежачем, так и в висячем блоках. Аналогичный характер взаимоотношения интрузивных тел с вмещающими породами имеет место на ручье Фердинанд. Радиологический возраст кайнотипного амфиболита, отобранного на одном из этих обнажений, составил по биотиту 372±18 млн лет, а по микроклину — 390±10 млн лет. Эти данные, при всей их неточности, не противоречат наблюдаемым соотношениям магматических и осадочных пород и позволяют ограничить интервал времени, когда эти породы пришли в соприкосновение, концом турнейского века.

В итоге заметим, что приведенные данные в своей совокупности исключают возможность применения к наблюдаемым разрезам модели холодного тектонического контакта с последующим воздействием гидротермальных процессов, предлагаемой В. Харландом (Harland et al., 1974; Harland, 1997). Уместно заметить, что еще в 1976 г. М. Г. Равич задавался вопросом, существует ли гранитно-метаморфический комплекс нижнепротерозойского возраста на северо-западе Шпицбергена, и на основании иного набора аргументов тоже отвечал на этот вопрос отрицательно (Равич, 1976).

Далее к северу исследователям становятся доступны лишь разрозненные обнажения. Одно из них, однако, благодаря работе В. Харланда (Harland et al., 1974) стало почти классическим (верхний профиль на рис. 3). В этот рисунок вмонтирован его фотоснимок, который, по мысли автора, должен был иллюстрировать наличие здесь горста докембрийских пород.

Северный отрезок Биллефьордского разлома (горы Одель и Сентинел). На склонах гор Одель и Сентинел интрузия представлена относительно простым секущим телом, падающим на восток под углом 65°. С западным лежачим зальбандом интрузии контактирует девонская песчано-глинистая толща, условно отнесенная к свите кальтифьеллет, а с восточным висячим — пестрая по составу нижне-среднекаменноугольная. Обе толщи вблизи контактов сильно метаморфизованы, окремнены и местами превращены в монолитный роговик. Часто можно видеть следы послойного внедрения, придающие слоистой метаосадочной породе облик рассланцованного,

гнейсовидного гранитоида. Наблюдения за условиями залегания девонских пород на южном склоне г. Ватсон, то есть на значительном удалении от дайки (до 500 м, см. рис. 3, А), показывают, что ее внедрение вызвало во вмещающих породах тангенциальные напряжения надвигового типа.

Дайка сложена черными кайнотипными амфиболитами, по составу аналогичными вскрытым скважиной 102 на руднике Пирамида. Мощность дайки вместе с экзаконтактами здесь не превышает 70 м, а к северу от г. Одель она еще более сокращается. Эрозионный срез оставил здесь на дневной поверхности лишь «корни» подводящего канала, а весь веер пластовых тел и сопутствующих приконтактовых пород гибридного состава, который был доступен для наблюдения в ручье Биргер-Джонсон, здесь либо не формировался, либо, что более вероятно, полностью размыт, послужив источником кварца для «триунгенских» конгломератов.

Кроме того, при таком предположении трактовка зоны разлома как подводящего канала приобретает системную завершенность: на юге наблюдались самые верхние зоны интрузивного комплекса, в средней части было видно, как секущее тело сочленяется с серией пластовых, а на севере доступен для изучения подводящий канал интрузивного механизма. Впрочем, наряду с вертикальной зональностью последнего, в распределении наблюдаемых фрагментов магматического комплекса определенную роль могла играть и его латеральная неоднородность. К этому косвенно приводят наблюдения за другой полосой интрузивных тел, которая прослеживается почти параллельно первой, к востоку от нее на расстоянии десятка километров (см. рис. 1).

Восточный борт Биллефьордского прогиба. На восточном блоке Биллефьордского разлома соотношение интрузивных пород и толщи каменноугольных осадочных отложений может быть исследовано в полосе, прослеживаемой от верховьев долины Рогнар в юго-юго-восточном направлении до берегов бухты Адольфа (см. рис. 1).

Стратиграфическая последовательность в разрезе карбона, по данным исследователей (Johannssen & Steel, 1992), состоит в этом районе из стратотипических свит *хульбреен* и *эббадален* и пачки минкинфьеллет (см. табл.). Отличие этих разрезов ранне- и среднекаменноугольных отложений, вскрытых скважинами на восточном берегу бухты Петунья, от рассмотренных выше заключается главным образом в наличии обильной примеси вулканогенного материала. Количество обломков раскристаллизованного кислого вулканического стекла в песчаниках и глинистых алевролитах красноцветной пачки *хультбергет*, вскрытых скважинами, достигает 35% всего объема обломочного материала. Неокатанная остроугольная форма обломков и отсутствие их сортировки указывают на наличие активных вулканов в непосредственной близости от места захоронения обломков. В поле развития эббадаленских отложений у мыса Радмоз Б. Н. Климов обнаружил нептунические дайки мощностью до 0,5 м, указывающие на сейсмическую активность этого участка.

Вниз по разрезу скважин наблюдается интенсивное окремнение, а в некоторых из них вскрыты и сами интрузивные тела (в скважине 118 на берегу бухты Петунья и в скважине 124 на ручье Рогнар). В естественных обнажениях интрузивные породы наиболее доступны для наблюдений на южном и северном склонах гор Вордиекаммен, на северном и южном бортах долины Эбба и в долине ручья Рогнар. Опорным разрезом можно считать второй из них, западный конец которого замыкается на скважину 118 (см. рис. 1).

Прослеживая в этом разрезе по простиранию отложения нижнего — среднего карбона (рис. 4, нижний профиль), можно заметить, что первые признаки приконтактовых изменений становятся заметны на расстоянии 1 км по горизонтали от контакта с магматическими породами (пк. 171 на рис. 4). При наклоне пород на юго-запад 220° под углом 15° это соответствует мощности примерно 250 м. Обнажающиеся около старой шведской штольни (пк. 181) песчаники нижнего карбона (свиты *høelbreen*; см. табл.) сильно окремнены и имеют кварцитовидный облик, а под микроскопом обнаруживают полное отсутствие цемента, в качестве которого выступают более мелкие зерна новообразованного кварца. Характерны минеральные новообразования в виде цеолита, а также появление зерен сфена, турмалина и циркона.

Далее к востоку породы еще более уплотняются, и на расстоянии 150 м от интрузии (40 м по мощности) песчаники превращаются в сливные сахаровидные кварциты (пк. 190 на рис. 4). Под микроскопом это — мелкозернистый кварцитовидный песчаник с конформно-регенерационной структурой. Зерна отсортированы (преобладающий размер 0,2–0,3 мм), но слабо окатаны, полуугловатые, представлены преимущественно кварцем, реже — плагиоклазом (олигоклазом), почти целиком соссюритизированным или серицитизированным, — до 10%, микрокварцитами —

до 10%. Встречаются зерна слабо раскристаллизованного вулканического стекла, заметна мелкая угольная крошка. В шлифах устанавливается присутствие вторичного мусковита, а также вторичных хлорита, анальцима, цеолита и карбоната по мелким порам. Встречаются единичные зерна турмалина, тоже, вероятно, вторичного. Цемент в породе отсутствует. Сочленение зерен мозаичное за счет нарастания новообразованного кварца в виде регенерационных каемок. Зерна кварца слабо деформированы, вследствие чего заметно волнистое погасание, и сильно пелитизированы (заметны твердые и газожидкостные включения).

С приближением к интрузии на расстояние 10–15 м в породе появляются структуры послойного внедрения магматического материала, сначала тонкие до волосовидных, а с приближением к основному подводящему магматическому каналу утолщающиеся. Наличие этих микроинтрузий в осадочных отложениях у западного зальбанда дайки, притом в обнажениях по обе стороны долины р. Эбба, нацело исключает версию «холодного» тектонического контакта этих пород. В шлифах эти микроинтрузии представлены сильно измененным мелкокристаллическим амфиболитом с гранолепидобластовой структурой, состоящим из неизмененного, местами слабо хлоритизированного биотита (50%), эпидота (30%), кварца (10–15%), полностью соссюритизированного плагиоклаза (5–10%), рудных и апатита, и рассланцованным до эпидот-биотитового сланца. Вмещающие их кварцито-песчаники тоже сильно изменены и рассланцованы (до гнейса с лепидогранобластовой структурой). Состав: кварц — 60%; соссюритизированный плагиоклаз (олигоклаз) — 20%; вторичные биотит, иногда хлоритизированный, — 10% и эпидот — до 5%, в примесях — апатит, циркон, цоизит, магнетит. Заметны реликты метаморфизованной органики.

Аналогичный комплекс метаморфических пород присутствует также в долине р. Рогнар. Кровля одного из пластовых тел, внедрившихся в пачку угленосных песчаников нижнего карбона, была вскрыта на глубине 338 м в колонковой

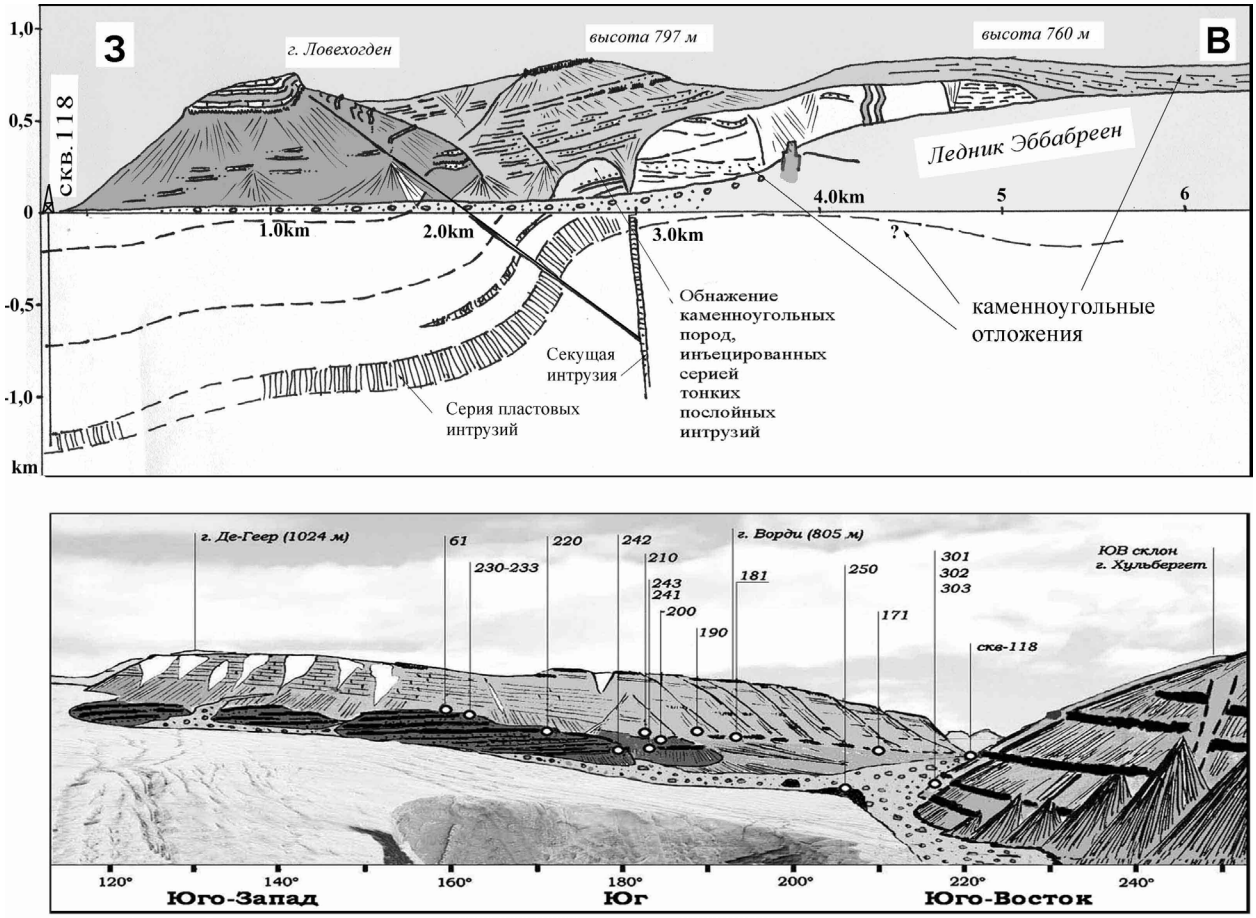

Рис. 4. Схематические разрезы через Рогнарскую интрузию амфиболитизированного габбро в долине р. Эбба: наверху — вид северного склона долины, внизу — южного

скважине 124. Отобранный в 21 м выше по стволу этой скважины образец угля был исследован Н. К. Евдокимовой, установившей в нем отчетливые следы контактового метаморфизма. Уголь, по ее определению, состоит из *витринита* (55%), *лейптинита* (29%) и *инертинита* (*фюзинит* + 2/3 *семифюзенита* — 16%), переслаивание которых создает полосчатую структуру, и относится к липоидо-фюзинито-гелититовому типу. Отражательная способность витринита R° колеблется от 0,7 до 1,0 и при массовых замерах (64 определения) образует два максимума. Первый из них, на который пришлась половина замеров, наблюдается в узком интервале 0,75–0,8 ($R°_{ср}$ = 0,77) и отражает региональный уровень катагенеза под воздействием низкоградиентного теплового поля. Второй максимум — размытый, с большей дисперсией между 0,83 и 1,0 ($R°_{ср}$ = 0,92) — вызван высокоградиентным тепловым полем, созданным местным источником тепла.

На другой стороне гряды Вордиекаммен, обращенной к бухте Адольфа, наблюдается сходная картина. На расстоянии 200–300 м от контакта с интрузией породы становятся похожи на слюдисто-кварцевые сланцы из-за обилия вторичного мусковита, образующего полосовидные скопления, в которых его количество доходит до 15%. Стадия метаморфизма соответствует низкотемпературной амфиболитовой. В 20–25 м от интрузии кварцитовидые песчаники приобретают плитчатую отдельность и пологую гофрировку, а в шлифах становится заметна гнейсовидная полосчатость и крустификационные прорастания зерен. Местами кварциты переходят в тонкокристаллические роговики. Порода в таких местах сильно трещиновата, с густотой трещин до 50 на 1 м, и рассечена многочисленными прожилками, которые заполнены тонким кварцево-полевошпатовым агрегатом.

Интрузивные образования, как и на ручье Биргер-Джонсон, слагают тела двух морфологических типов — секущие субвертикальные дайки и пологонаклонные пластовые интрузии. Толщина первых обычно не превышает 10–15 м, а мощность вторых остается неизвестной, поскольку на поверхность выходят лишь фрагменты их верхних экзаконтактов. Самая крупная дайка, являющаяся, по всей видимости, главным подводящим каналом большинства силлов, имеет вертикальное падение и северо-западное простирание 310º. Она прослеживается по склону на высоту 120–140 м, а выше этого уровня каменноугольные породы залегают почти ненарушенно. На этой высоте напор поднимающейся по разлому магмы, видимо, сравнялся с геостатическим давлением, и ее подъем сменился движением в горизонтальном направлении, обеспечив формирование пластовых тел.

На всем протяжении от долины Рогнар до ледника Норденшельда дайку слагают слабо измененные биотитовые амфиболиты кайнотипного облика, состоящие на 2/3 из роговой обманки и на 1/3 из кварца и плагиоклаза (олигоклаз — андезин –20%). Присутствуют биотит (5%) и эпидот (3–5%). Амфибол и биотит иногда довольно сильно хлоритизированы, а плагиоклаз частично соссюритизирован. Встречаются зерна эпидота, развивающегося по амфиболу, а также магнетит, апатит, сфен, цоизит. Структура средне- и крупнокристаллическая, гипидиоморфная, близкая к габбровой, со слабой полосчатостью, выраженной неравномерным распределением биотита. Местами порода рассланцована, рассечена жилками, выполненными кварцем и хлоритом, по которым развивается кальцит. Порода несет следы контактового метаморфизма (диафтореза или регрессивного метаморфизма). В породе заметны флюидальные текстуры, ориентированные, как и на ручье Биргер-Джонсон, в горизонтальной плоскости параллельно простиранию интрузивного тела.

В скальных обрывах по правому борту долины восточнее дайки встречен еще ряд пластично изогнутых субвертикальных даек, сложенных гибридными породами, среди которых выделяются гранат-биотитовые ортогнейсы (см. рис. 4, верхний профиль, интервал 4–5 км). Их вмещают белые неравномерно-зернистые мрамора, развившиеся по среднекаменноугольным, сильно известковистым разностям песчаников. Под микроскопом видно, что терригенную часть мраморов, помимо кварца, составляют обломки слабо раскристаллизованного вулканического стекла, весьма характерного для низов свиты эббаэльва среднего карбона. Вторичные минералы представлены турмалином, сфеном, рудными, мусковитом, более редкими пластинками коричневого титанистого биотита и мелкими чешуйками слюды типа флогопита. Также эпигенетичными представляются таблички плагиоклаза, частью соссюритизированного, частью пелитизированного. В мраморах хорошо видна первичная слоистость, показывающая пологое падение плоскостей напластования на восток под углом 15°. Далее к востоку степень метаморфических преобразований заметно снижается,

и в каменноугольных породах, обнажающихся на выходе к ледниковому щиту и залегающих почти ненарушенно, становится отчетливо видна первичная субгоризонтальная слоистость (см. рис. 4, верхний профиль, интервал 5–6 км).

Разрез бухты Петунья

В сейсмических материалах, полученных по профилю, пересекающему акваторию Билле-фьорда в широтном направлении от устья р. Мимер на западе о северо-восточного кута бухты Адольфа (рис. 5) (Сакулина и др., 2003), видно, что мощное пластовое интрузивное тело, выходящее на дневную поверхность у северо-западного края ледника Норденшельда, полого погружается в западном направлении и на траверзе мыса Радмоз залегает на глубине около 800 м, после чего, утоняясь и погружаясь до глубин 1,2–1,4 км, прослеживается почти до западного берега бухты Петунья. Максимальная мощность этого силла может быть оценена по сейсмическим данным в 400 м, но сюда, видимо, входят и экзаконтактовые зоны, которые в акустическом отношении неотличимы от собственно интрузии. По данным магнитометрического профилирования (Krasil'ščikov, 1996), глубины залегания магнитоактивных пород в разрезе под дном бухты составляют 1,2–1,5 км, что, с учетом ошибок измерения, можно считать близким к приведенному значению.

Ключевым моментом приведенных сейсмических данных выступает тот факт, что ниже интрузии до глубины 4–5 км в волновой картине ясно видны многочисленные оси синфазности, которые с достаточной долей уверенности можно сопоставлять с седиментогенными геологическими границами. Имеющиеся сведения о разрезе пород, развитых в районе Пирамиды, позволяет с уверенностью их датировать девоном. Аналогичный вывод вытекает из сейсмических материалов J. R. Skilbrei, на которых также видна пластовая интрузия вблизи границы девон–карбон (Skilbrei, 1993).

Заключение. Приведенные исследования дают основание заключить, что соотношение каменноугольных отложений с комплексом магматических и метаморфических пород, развитых по берегам бухты Петунья, соответствует модели «горячего» контакта осадочной толщи с серией интрузивных тел и противоречит ранее существовавшей схеме докембрийского горста.

Интрузивные тела на западном и восточном бортах Биллефьордского прогиба обладают сходством вещественного состава, близкого к

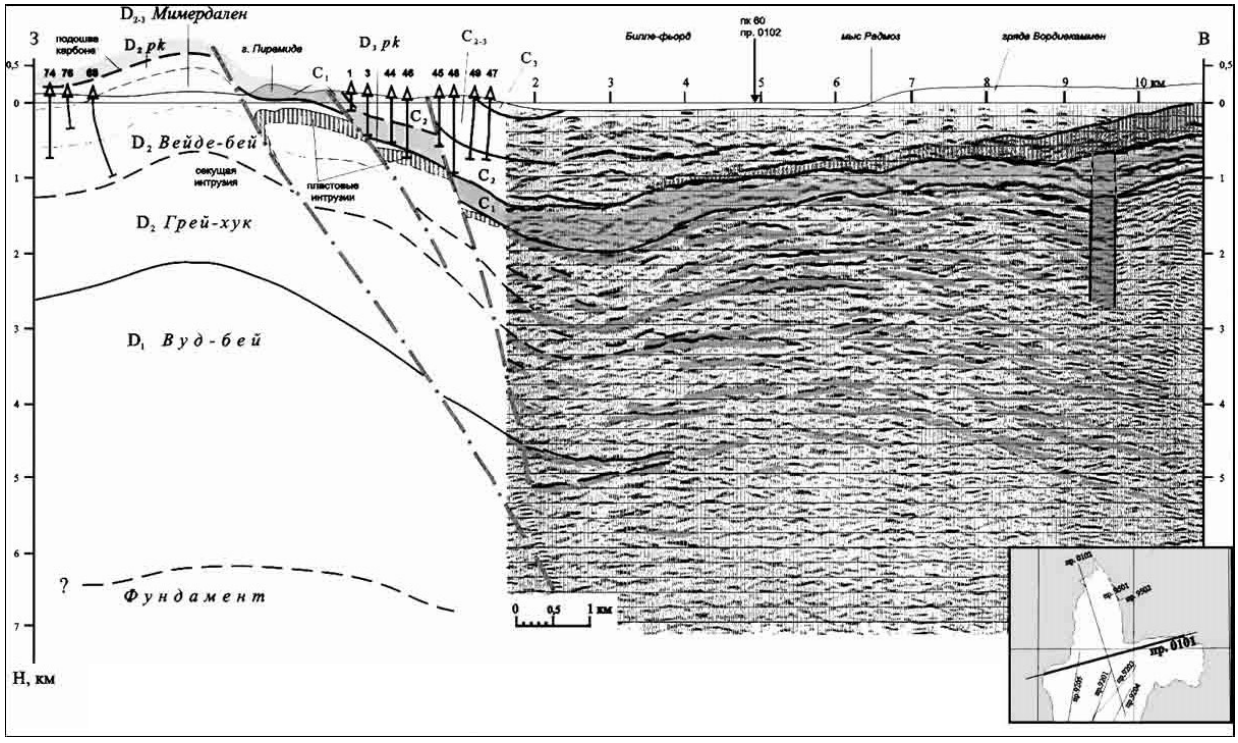

Рис. 5. Сейсмогеологический разрез Биллефьордского прогиба от устья р. Мимер до ледника Норденшельда, составленный по данным колонкового бурения и сейсморазведки МОВ (профиль 0101, отработанный ГНПП «Севморгео» в 2001 г.)

нормальному габбро, однотипно преобразованы в процессе метаморфизма до амфиболита, приурочены к отложениям одинакового стратиграфического уровня (к верхам нижнего карбона — низам среднего) и имеют сходную морфологию, характеризующуюся наличием тонкого секущего подводящего канала (дайки) и серии пластовых тел различной мощности, вплоть до волосовидных инъекций. Вмещающими породами этих интрузивных тел служат чаще всего нижнекаменноугольные песчаники, существенно кварцевые, вследствие чего на контакте с недонасыщенной кремнекислотой базитовой магмой они дают богатую гамму гибридных пород, среди которых присутствуют породы от первичных базитовых до гранитоидных. Большое количество пластовых тел, разнообразие условий их залегания и механизмов внедрения, включая обстановки подземной эксплозии, присутствие вулканогенного материала в широком диапазоне отложений и наличие в них нептунических даек — все это свидетельствует о длительности периода тектоно-магматической активизации данного района. Проявления магматизма как непосредственно вдоль Биллефьордского разлома, так и в полосе к востоку от него устанавливаются в интервале времени от конца девона до конца раннего карбона. Перечисленные черты сходства проявления магматизма на симметричных в тектоническом отношении крыльях единой структуры Биллефьордского прогиба позволяют предполагать наличие генетической связи между ними и отнести к единому магматическому циклу. В смежных областях Баренцевоморского региона, в частности на Новой Земле и в Тимано-Печорской провинции, это время также отметилось повышенной магматической активностью.

Из полученных результатов следует, что Биллефьордский разлом не мог служить ограничением девонского осадочного бассейна, как предполагалось ранее. Формационный состав и условия залегания девонской толщи свидетельствуют о ее принадлежности к недислоцированным покровным образованиям, а не к фундаменту Свальбардской плиты. Из этого вытекает вывод об отсутствии на рубеже девона и карбона «свальбардской» фазы складчатости.

Далее, если развитие метаморфических пород, объединяемых в серию атомфьелла, обусловлено в данном районе полуострова Ню-Фрисланд внедрением базитовых интрузий в толщу каменноугольных пород, то нужно с новых позиций рассмотреть природу и возраст метаморфических комплексов и на остальной его части. Несмотря на опубликование новых данных, упомянутых выше, возраст метаморфитов на западном берегу Ню-Фрисланда, в частности в долине Эбба, где их возраст определен радиологическим методом, считается докембрийским (Сироткин, 2010; Сироткин, Евдокимов, 2011).

Практические следствия из проделанного анализа заключаются в том, что если девонские отложения составляют значительную часть осадочного чехла к востоку от Биллефьордского разлома, то органическое вещество этого разреза может рассматриваться как источник миграционно-способных углеводородов. Другой практический вывод касается возможности встретить под пластовыми интрузиями продолжение угленосного разреза нижнего карбона, причем с углями более высоких марок, чем вдали от интрузии.

Автор выражает признательность В. Д. Трифоненкову, А. Э. Вертелю и Б. Н. Климову за содействие при проведении полевых работ, И. Ута (Y. Ohta) за несогласие и критические замечания, И. А. Андреевой, Ю. Л. Вербе, Л. А. Гаскельберг, Н. К. Евдокимовой, Н. А. Сироткину и Н. В. Устинову за помощь в изучении проявлений метаморфизма в шлифах.

Список литературы

Бархатов Б. П. Основные этапы тектонического развития архипелага Шпицберген // Вестник ЛГУ. 1969. № 6. Вып. 1. С. 157–159.

Верба М. Л. Приток нефти из палеогеновых отложений Шпицбергена / В кн.: Геологическое строение перспективных акваторий Мирового океана. Л.: Севморгео, 1989. С. 55–65.

Верба М. Л. Среднепалеозойские рифтогенные структуры Баренцевской плиты / В кн.: Поиски, разведка и добыча нефти и газа в Тимано-Печорском бассейне и Баренцевом море / Доклады II Международной конференции. 24–28 июня 1996. СПб.: ВНИГРИ, 1996. С. 89–96.

Верба М. Л. Контактовый метаморфизм каменноугольных отложений в зоне Биллефьордского разлома (о. Западный Шпицберген) // Разведка и охрана недр. 2005. № 1.

Верба М. Л., Верба Ю. Л. Интрузивные пирокласты Шпицбергена / В кн.: Гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации (Тез. докл. Всеросс. Совещания. Сыктывкар, Республика Коми. 21–23 мая 1997). 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? / В кн.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 4. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 178–198.

Гавриленко Б. В., Митрофанов Ф. П. Структурная позиция и возраст древнейших образований архипелага Шпицберген / В кн.: Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. С. 64–69.

Геология Свальбарда / под ред. В. Н. Соколова. Л.: НИИГА, 1976. 140 с.

Геология осадочного чехла архипелага Свальбард / под ред. Д. В. Семевского. Л.: НИИГА, 1980. 140 с.

Геология Шпицбергена. Сборник научных трудов / под ред. А. А. Красильщикова и В. А. Басова. Л.: ПГО «Севморгеология», 1983. 178 с.

Геология осадочного чехла архипелага Шпицберген / под ред. А. А. Красильщикова и М. Н. Мирзаева. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. 144 с.

Дараган-Сущов 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. Т. 361. 1998. № 1. С. 85–88.

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

Красильщиков А. А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия — раннего палеозоя Шпицбергена // Труды НИИГА. Т. 172. Л.: Недра, 1973. 120 с.

Лившиц Ю. Я. Новые данные о геологическом строении района горы Пирамида (Западный Шпицберген) // Ученые записки НИИГА. Региональная геология. Вып. 9. Л., 1966. С. 36–56.

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

Пчелина Т. М. Нефтеносность девонских отложений района Мимердален (архипелаг Шпицберген) / В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. С. 39–47.

Пчелина Т. М., Богач С. И., Гаврилов Б. П. Новые данные по литостратиграфии девонских отложений района Мимердален / В кн.: Геология осадочного чехла архипелага Шпицберген. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 5–19.

Равич М. Г. Существует ли гранитно-метаморфический комплекс нижнепротерозойского возраста на северо-западе Шпицбергена? / В кн.: Геология Свальбарда. Л.: НИИГА, 1976. С. 32–55.

Сакулина Т. С., Рослов Ю. В., Иванова Н. М. Глубинные сейсмические исследования в Баренцевом и Карском морях // Физика Земли. 2003. № 6. С. 5–20.

Сироткин А. Н. Архипелаг Шпицберген: геодинамика ранне-среднепалеозойского этапа развития основания Баренцевоморской плиты // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Т. II (материалы совещания). М., 2010. С. 254–260.

Сироткин А. Н., Евдокимов А. Н. Эндогенные режимы и эволюция регионального метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген (на примере полуострова Ню-Фрисланд). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2011. 270 с.

Турченко С. И. Докаледонский этап тектонического развития складчатого основания архипелага Шпицберген как фундамента древней платформы / В кн.: Геол. и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. Л.: Наука, 1987. С. 222–231.

Harland W. B. The Geology of Svalbard // Geol. Soc. London, Memoir. 1997. N. 17. 454 p.

Harland W. B., Cutbill J. L., Friend P. F. et al. The Billefjorden Fault Zone, Spitsbergen — long history of a major tectonic lineament / Skrifter. N. 161. Oslo: Norsk Polarinstitutt, 1974. 68 p.

Hjelle A. Geology of Svalbard // Polarhåndbok. N. 7. Oslo, 1993. 154 p.

Johannssen E. P. & Steel R. J. Mid-Carboniferous extension and rift-infill sequences in the Billefjorden Trough, Svalbard // Norsk Geo1logisk Tidsskrift. 1992. Vol. 72. P. 35–48.

Krasil'ščikov A. A. (ed.). Soviet Geological Research in Svalbard (1962–1992). Extended abstracts of unpublished reports. Middelelser N. 139. Oslo: Norsk Polarinstitutt, 1996. 103 p.

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

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