УДК 550.361

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ ПЛИТЫ ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

© 2018 г. Д. С. Никитин^{1,*}, П. П. Горских², М. Д. Хуторской¹, Д. А. Иванов³

¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д.7 ²ПАО ГМК "Норильский никель" – ООО "Норильскгеология", 663300, Норильск, Промышленная зона Норильскгеология, д.1 ³Воронежский государственный университет, 394006, Воронеж, Университетская пл., д.1 *e-mail: ndsnomination@mail.ru Поступила в редакцию 25.01.2017 г.

Проведено районирование структурно-геологических неоднородностей в северо-восточной части Баренцева моря на основании анализа различных компонентов гравитационного и магнитного полей. Выявлены объекты в фундаменте и осадочном чехле Баренцевоморской плиты, формирующие аномалии потенциальных полей при сосуществовании сложных геологических форм и контрасте петрофизических свойств. Проведенный кластерный анализ позволил выделить границы отдельных блоков в фундаменте, маркируемые разрывными нарушениями. Построена численная модель разрывных нарушений в осадочном чехле и фундаменте Баренцевоморской плиты.

Ключевые слова: Баренцевоморская плита, фундамент, осадочный чехол, потенциальные поля, интрузия, численное моделирование

DOI: 10.7868/S0016853X18020042

введение

В северо-восточной части Баренцевоморского шельфа в последнее десятилетие выполнен большой объем геолого-геофизических исследований с целью прогнозирования нефтегазоносности.

В статье представлены результаты детального анализа и моделирования гравитационного и магнитного полей с привлечением сейсмогеологических данных, которые помогли решить некоторые проблемы прогнозирования локализации и глубины месторождений углеводородов.

Основой для моделирования по комплексу параметров таких, как скорость, плотность, намагниченность, послужили данные, полученные авторами при участии в геофизических работах, проведенных ОАО "Морская арктическая геологоразведочная экспедиция" (ОАО МАГЭ, г. Мурманск) в 2006–2010 гг. в северо-восточной части Баренцевоморского шельфа, включавших сейсмопрофилирование, гравитационную и магнитную съемки. Новые полученные авторами материалы дали основание для обновления и детализации сложившихся интерпретаций предшествующих данных о глубинном строении северо-восточной части Баренцева моря. В статье мы привели новые результаты структурно-тектонического районирования акватории и прилегающих архипелагов, полученные в результате численного моделирования потенциальных полей.

Изучаемая акватория расположена в северовосточной части Баренцева моря между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа. По характеру сейсмических записей и распределению потенциальных геофизических полей изучаемую площадь можно разделить на две части: северо-западную и юго-восточную (рис. 1). К северо-западной части относится структура Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Юго-восточная часть представлена Предновоземельской структурной областью, формируемой поднятиями Адмиралтейства, Панкратьева и Мыса Желания, а также прогибами Седова, Мака, Гольфстрим и Карпова (см. рис. 1). Восточно-Баренцевский мегапрогиб, выполненный породами среднепалеозойско-мезозойского возраста, имеет мощность осадочного чехла от 18 до 20 км. Мощность консолидированной части земной коры составляет от



Рис. 1. Карта аномального магнитного поля (А), карта аномального гравитационного поля (Б), геологическая карта дочетвертичных образований (В).

I–*3* – приподнятые блоки земной коры: *I* – Адмиралтейства, *2* – Панкратьева, *3* – Мыс Желания; *4*–7 – опущенные блоки земной коры: *4* – Седова, *5* – Мака, *6* – Гольфстрим, *7* – Карпова

10 до 15 км, граница Мохо находится на глубине от 27 до 33 км. Кора утонена за счет гранитогнейсового слоя [23]. Основные тектонические нарушения фундамента Восточно-Баренцевского мегапрогиба имеют северо-восточное и северо-западное простирания, которые характеризуются как трансформные с правосторонней сдвиговой составляющей.

При переходе от Восточно-Баренцевского мегапрогиба к Предновоземельской структурной области строение земной коры, форма аномалий потенциальных полей и характер магматизма резко меняются. Поверхность фундамента ступенчато воздымается в юго-восточном направлении и сформирована разноуровневыми блоками, дезинтегрированными и надвинутыми на кристаллическое основание Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Мощность земной коры увеличивается до 36–38 км, но при этом наблюдаются значительные колебания мощности осадочного чехла и гранитно-метаморфического слоя.

Граница между Восточно-Баренцевоморским мегапрогибом и Предновоземельской структурной областью прослеживается по зонам глубинных разломов. В центральной части исследуемого района она выражена в магнитном поле широкой, линейной, северо-восточного простирания отрицательной аномалией. Аномальная зона имеет ширину от 40 до 80 км (рис. 2). В ее пределах северо-восточные и субмеридиональные надвиги, прослеживаемые от Новоземельского орогена, сменяются сбросами северо-восточного направления. На восточном борту мегапрогиба наблюдается погружение блоков Предновоземельской структурной области. На временных разрезах данной структурной области отмечается внедрение крупных интрузий, верхние кромки которых находятся на глубинах от 8 до 10 км.



Рис. 2. Карта аномального магнитного поля северо-восточной части Баренцевоморского шельфа.

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В середине 80-х годов после проведения первых гравимагнитных исследований была разработана схема структурно-тектонического районирования региона, на которой показано принципиальное различие строения западной и восточной частей Баренцевоморской плиты. Эта схема до сегодняшних дней не претерпела существенных изменений [17].

До начала геофизических гравимагнитных работ в акватории Баренцева моря представления о строении акватории основывались на данных по геологии прилегающих островов [19].

Было доказано, что в ордовике-девоне снос обломочного материала на Северном острове Новой Земли происходил с северо-запада [5]. На этом основании, в пределах Баренцева моря было показано продолжение Грампианской геосинклинали, т.е. продолжение норвежских каледонид. Архипелаг Новая Земля и Адмиралтейский вал, где хорошо развит гранитно-метаморфический слой, но присутствует малая мощность осадочного чехла, рассматривались как восточное ограничение Восточно-Баренцевского мегапрогиба [16].

Восточная часть Баренцевоморской плиты представлена Восточно-Баренцевоморским мегапрогибом, состоящим из разделенных поднятиями нескольких впадин. Было установлено, что толщина осадочного чехла в нем достигает 18 км, гранитно-метаморфический слой отсутствует, мощность коры составляет 20–25 км [14].

Западная часть шельфа характеризуется меньшей мощностью чехла и расчлененностью рельефа фундамента, наличием ряда изометричных поднятий (Центрально-Баренцевское, Персея, Земля Франца-Иосифа) и разделяющих их линейных прогибов.

Для Восточно-Баренцевского мегапрогиба был и остается наиболее дискуссионным вопрос о его возрасте и способе образования. Гипотеза о его рифтогенном генезисе была впервые разработана М.Л. Вербой [6]. По аналогии с рифтами Западной Сибири предполагалось, что Восточно-Баренцевский рифт сформировался на рубеже перми и триаса [6]. Однако, по мере увеличения глубинности сейсмических методов, выяснилось, что под терригенной толщей пермо-триаса залегает мощная нижняя толща палеозойских отложений, которая по характеру волнового поля существенно отличается от верхней толщи.

При проведении первых геофизических исследований методом отраженных волн были установлены клиноформы в верхней части разреза, при этом в нижней части разреза выявлены горизонтально выдержанные и хорошо прослеживающиеся отражающие горизонты, обычно характерные для карбонатных отложений континентальных платформ.

Концепция континентальной платформы вступила в противоречие с глубинным строением мегапрогиба, отсутствием в его пределах гранитнометаморфического слоя, без которого не может существовать ни одна континентальная платформа. Но возрожденная модель рифтогенеза в предположении о раздвижении бортов прогиба, имеющих мощную верхнюю кору, и выходе на поверхность нижней коры не противоречила представлениям о глубинном строении прогиба [3]. Модель пермо-триасового рифтогенеза в Восточно-Баренцевском мегапрогибе, которая обсуждалась в [9, 11, 16], существует до настоящего времени.

На основе интерпретации линейных магнитных аномалий [1, 3, 20] были сделаны предположения о девонском возрасте рифтогенеза. Однако, эти предположения не согласуются с результатами геологической съемки островов Баренцевоморского региона, на которых не было найдено продолжение рифта, при ширине которого полюс его раскрытия должен был находиться значительно южнее современного положения Баренцева моря.

На южном борту Южно-Баренцевской впадины, на о. Колгуев скважинами вскрыты верхнекембрийские морские терригенные отложения [14], отсутствующие на большей части Тимано-Печорской области (кроме Притиманья), горном кряже Пай-Хой в центре Югорского полуострова и Южном острове архипелага Новая Земля [25]. По сейсмическим данным [8] под ними присутствует около трех километров образований чехла (кембрий и, возможно, докембрий), которые подтверждают, что мощность чехла увеличивается от о. Колгуев на север по направлению к Южно-Баренцевской впадине. Поскольку до позднего ордовика покрытая морем Тимано-Печорская область являлась областью размыва, то вероятно присутствие рифейско-кембрийских отложений в основании чехла Южно-Баренцевской впадины.

Определенные и интерпретируемые данные были получены по восточному борту Северо-Баренцевской впадины [18]. В северном блоке Северного острова архипелага Новая Земля обнажена мощная толща терригенных отложений. Ее нижняя часть представлена глубоководными, почти не содержащими бентоса осадками мощностью от 10 км, из них на допалеозойский комплекс приходится не менее 3 км. В ряде горизонтов содержатся обломки известняков, песчаников, гранитоидов и кварца. По многочисленным следам оползней установлено северное или северо-западное положение области размыва.

Оставалось неясным, являлась ли Северо-Баренцевская впадина и юго-восток архипелага Земля Франца-Иосифа транзитной зоной, через которую переносился обломочный материал, или весь комплекс слагавших ее рифейско-палеозойских осадков был сорван по границе фундаментчехол и смещен на юго-восток, заняв современное положение на севере архипелага Новая Земля. Если этот процесс происходил, то он приурочен к послепермскому времени, так как в аллохтоне Северо-Новоземельской зоны присутствуют верхнепермские татарские отложения. В этом варианте в современной Северо-Баренцевской впадине можно предполагать отсутствие ранне- и среднепалеозойских отложений, и начало осадконакопления только в триасе.

Таким образом, данные по северному блоку Северного острова архипелага Новая Земля, Восточно-Баренцевскому мегапрогибу и Адмиралтейской скважине свидетельствуют о том, что мегапрогиб сформировался как единая структура с океанической корой к началу палеозоя [4].

В палеозое существенные преобразования отмечались только на западной и северной окраинах плиты, где они были обусловлены процессами, происходившими в соседних океанах. На западе находились палеоокеаны Япетус (в палеозое) и Атлантический (в позднем мезозое — кайнозое). На севере (в современных координатах), вероятно, существовал океан севернее современного хребта Ломоносова. До кайнозоя он был частью Свальбардской платформы. Начиная с палеоцена (65 млн лет), северной границей Свальбардской платфомы стал Евразийский бассейн.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

Бурение глубоких параметрических скважин на островах Баренцева моря позволило охарактеризовать весь разрез осадочной толщи от протерозоя до палеогена. Пять скважин на севере Баренцева моря характеризуют различные части разреза.

• Нагурская скважина (арх. Земля Александры, арх. Земля Франца-Иосифа, 3204 м, 1977 г.). Вскрыты осадочные породы: от терригенных осадков

карбона до алевролитов, аргиллитов триаса и мела, в низах разреза вскрыты метаморфические породы складчатого фундамента позднепротерозойского (вендского) возраста.

• Скважина Хейса (о. Хейса, арх. Земля Франца-Иосифа, 3344 м, 1981 г.). Дана характеристика разреза отложений триаса — это алеврито-глинистые породы с включениями интрузий габбро-долеритов.

• Скважина Северная (о. Грэм-Белл, на востоке арх. Земля Франца-Иосифа, 3528 м, 1979 г.). Вскрыты отложения триаса — песчано-алевролитовые, глинисто-алевролитовые с прослоями углистых пород и линзами каменных углей, а также интрузивные тела долеритов.

• Грумантская скважина (о. Западный Шпицберген, глубина 3173 м, 1975 г.). Вскрыт разрез от палеогена до перми, включая все периоды мезозоя.

• Скважина Раддедален-1 (о. Эдж, глубина 2828 м, 1971 г.). Вскрыты отложения известняков верхней перми; известняки, доломиты и песчаники нижнего карбона, а также известняки и доломиты с прослоями аргиллитов среднего—верхнего карбона.

Сопоставление результатов измерений физических свойств по образцам керна этих скважин и по каротажным диаграммам позволило выявить ряд важных закономерностей в их изменении по разрезу и площади. Основные закономерности сводятся к следующему.

 Плотность осадочных образований изменяется в диапазоне 1.78–2.94 г/см³; метаморфических пород 2.67–2.77 г/см³; изверженных 2.80–10 г/см³.

• Нарастание плотности в ряду песчаники– алевролиты–аргиллиты происходит от 1.78 до 2.80 г/см³, в зависимости от возрастания глинистого компонента в породе.

• Карбонатные разновидности изменяются по плотности от 2.50 (известняки) до 2.90 г/см³ (доломиты).

 Ангидриты характеризуются максимальными значениями плотности (2.90–2.95 г/см³).

Процесс катагенеза является основным фактором, влияющим на величину плотности терригенных пород. Установлено, что скорость продольных волн и плотность пород как в терригенных, так и в карбонатных толщах планомерно нарастает с глубиной по мере повышения температуры и давления.

Скорость продольных волн в терригенных отложениях изменяется от 2.0 до 5.0 км/с, в метаморфических породах — 5.0—6.0 км/с, в карбонатных и изверженных — 5.0—6.5 км/с. Выделенные плотностные региональные реперы одновременно являются и сейсмическими. Наиболее контрастной границей в разрезе шельфа является граница между мезозойским (терригенным) и палеозойским (карбонатным) комплексами. Скачок избыточной плотности и скорости в основании осадочных пород на границе с кристаллическим архей-протерозойским фундаментом является повсеместно настолько контрастным, что позволяет картировать рельеф поверхности фундамента по данным гравиразведки и сейсморазведки. Рельеф поверхности фундамента является главным структурообразующим фактором на всем полярном шельфе, что характерно для всех пассивных окраин континентов.

Магнитная восприимчивость осадочных пород в образцах керна и шлама характеризуется величинами $0-50 \times 10^{-5}$ СИ, изредка до 80×10^{-5} СИ. Конкреции сидерита более магнитны — 180×10^{-5} СИ.

Породы осадочной толщи принято считать немагнитными. Однако, наблюдается слабая, но устойчивая тенденция к нарастанию намагниченности с глубиной, что также объясняется катагенетическими процессами. Изменения магнитной восприимчивости происходят от 10×10^{-5} до 50×10^{-5} СИ.

Изверженные породы (долериты, базальты) имеют магнитную восприимчивость порядка 1500– 1700×10^{-5} СИ, реже $100-300 \times 10^{-5}$ СИ.

Тепловой поток в изученных скважинах выше среднеземного $(55-65 \text{ мBt/m}^2)$, что позволяет предположить современную тектоническую активность региона и наличие источников тепла мантийного происхождения [29].

Характерной особенностью изверженных основных пород в разрезах скважин является высокая остаточная намагниченность, превышающая индуцированную в 5–18 раз. При этом вектор остаточной намагниченности совпадает с направлением современного магнитного поля Земли. В базальтах отмечается повышенное содержание магнетита (от 1 до 5%) с высокой остаточной намагниченностью и высокой температурой Кюри (530–570°С). Данная характеристика магнитных свойств характерна для всех изверженных пород в палеозойском и мезозойском разрезе.

Таким образом, по совокупности магнитных свойств изверженных пород (базальтов, диабазов, долеритов) можно сделать предположение об их формировании из глубинных источников, а также по данным бурения — о внедрениях изверженных пород в позднем триасе и, возможно, более позднее время.

МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

Анализ потенциальных полей выполнялся с использованием процедуры фильтрации на основе быстрого преобразования Фурье. Преобразовывая грави-магнитные данные в "пространство Фурье", мы можем работать с ними как с функцией волнового числа или длины волны. Для такой формы представления данных существует целый ряд операций, которые могут использоваться для получения полезной информации, удаления не интересующей информации или трансформации данных (определение тренда, вертикальной производной, аналитическое продолжение поля и пр.).

Расчет трансформант потенциальных полей позволяет моделировать положение магнитных контактных поверхностей, отождествляемых с границами геологических объектов [31, 33, 34, 36].

Структура гравитационного и магнитного полей формируется за счет суперпозиции аномалий разного происхождения, обусловленных соответственно плотностными и магнитными неоднородностями геологических тел. Они имеют разные латеральные размеры, разные контрасты физических свойств относительно фоновых характеристик и разную глубину залегания аномалиеобразующих объектов. Именно эти факторы объясняют появление аномалий, которые принято называть региональными или локальными.

Разбиение на эти два типа аномалий определяется масштабом исследований. При детальных съемках крупного масштаба в пределах шельфовых плит региональные аномалии отличаются от локальных только глубинностью источника, но обе приурочены к контрастным объектам в пределах осадочного чехла. При исследовании на длинных геотраверсах или при площадной съемке мелкого масштаба удается классифицировать региональные аномалии, образующиеся за счет неоднородностей в фундаменте. На этом фоне более мелкие, локальные аномалии, как правило, приурочены к осадочному чехлу.

Существующие хорошо апробированные методы трансформации потенциальных полей позволяют отфильтровать глубинные региональные аномалии и приповерхностные локальные, причем выбор алгоритма трансформации дает возможность делать, по существу, томографические срезы аномального поля на различных глубинах.

Наиболее часто применяемыми методами преобразования потенциальных полей являются осреднение, аналитическое продолжение (трансформация) поля в верхнее или нижнее полупространство, вычисление высших производных потенциала. Поле аномалий Δg и ΔT , взятое, например, вдоль некоторого профиля, представляет сложную кривую, отражающую суперпозицию взаимного влияния различных тел, расположенных на разных уровнях в земной коре. Удаляясь или приближаясь к аномальным массам, мы будем тем самым ослаблять или усиливать те или иные аномалии, потому что величина потенциала гравитационного и магнитного полей обратно пропорциональна расстоянию до возмущающего объекта. Гравитационный и магнитный потенциалы являются гармоническими функциями, т.е. слабо меняющимися при малых приращениях аргумента и многократно дифференцируемые.

Поле от глубоко расположенных крупных геологических объектов мало подвержено изменению при трансформациях. Пересчитывая поле Δg или ΔT в верхнее полупространство, мы в значительной степени исключаем влияние локальных структур и подчеркиваем поле, вызванное действием крупных региональных объектов. С другой стороны, пересчитывая наблюденное поле в нижнее полупространство, например, на уровень кристаллического фундамента, мы в значительной мере усиливаем интенсивность локальных аномалий, вызванных близко расположенными к поверхности небольшими объектами. Таким образом, операция трансформации аналогична фильтрации: при пересчете вверх подавляются высокочастотные составляющие кривых Δg или ΔT и выделяются низкочастотные; при пересчете вниз, наоборот, происходит усиление высокочастотного фона аномалий и относительное уменьшение низкочастотных составляющих. Аналогичный пересчету в верхнее полупространство эффект производит осреднение поля по площадям. Вычисление высших производных Δg или ΔT , так же, как и пересчет в нижнее полупространство, усиливает высокочастотные составляющие поля. Таким образом, зная распределение Δg или ΔT на поверхности воды или Земли, можно рассчитать их значение выше или ниже этой поверхности.

Следует отметить, что при пересчете в нижнее полупространство сильно возрастают влияния ошибок измерений. Поэтому для их уменьшения мы предварительно производили на каждом уровне пересчета сглаживание кривой Δg или ΔT . Разумеется, что эти операции неизбежно приводят к искажению первичной информации, появлению ложных аномалий или, наоборот, затушевыванию существующих аномалий. Поэтому проведение операций трансформации эффективно при выполнении высокоточных наблюдений.

Примененный метод моделирования заключается в итеративном решении прямой задачи (вычисление гравимагнитного эффекта от предполагаемого геологического разреза) и создание такой плотностной и магнитной моделей строения земной коры вдоль линии профиля, в которой расчетное гравитационное и магнитное поля наилучшим образом соответствуют наблюденному. Это позволяет интерполировать положение плотностных и магнитных границ на участках, где фактические данные отсутствуют или являются ненадежными.

Плотности глубинных слоев оценивались по известным соотношениям между этим параметром



Рис. 3. Карта поля силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см³ северо-восточной части Баренцевоморского шельфа.

и скоростью продольных волн. Кроме того, привлекались петрофизические данные, полученные по керну скважин на Земле Франца-Иосифа [28, 30].

Расчеты выполнялись при помощи программного пакета OASIS MONTAJ компании Geosoft (Geosoft Software) [38].

Моделирование и анализ потенциальных полей позволили:

• достоверно выяснить структуру, вещественный состав и геодинамические условия формирования земной коры;

• подтвердить проявления интрузивного магматизма и соляного диапиризма;

• проследить элементы тектоники, четко проявляющиеся в потенциальных полях;

• уточнить глубинное строение земной коры.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для геофизической характеристики северо-восточной части Баренцевоморского шельфа были составлены карты аномального магнитного и гравитационного полей (см. рис. 2, рис. 3). Для детальной характеристики геологических комплексов, отраженных в потенциальных полях, были рассчитаны их локальные составляющие (рис. 4, рис. 5).

Локальные составляющие полей были рассчитаны с помощью модуля MAGMAP программного комплекса OASIS MONTAJ [38] посредством вычисления радиально осредненного энергетического спектра потенциальных полей (на основе двухмерного быстрого преобразования Фурье) и фильтрации полученного энергетического спектра с применением спектрального фильтра Гаусса регионального/остаточного поля. Это сглаживающий фильтр, который часто используется для выделения высокочастотной или низкочастотной составляющих поля. Теоретические основы применения двухмерного быстрого преобразования Фурье изложены в работах [31, 32, 35, 37].

Приведен радиально осредненный энергетический спектр для магнитного (рис. 6) и гравитационного (рис. 7) полей. На верхних графиках отображена радиально осредненная энергия, представляющая собой спектральную плотность,



Рис. 4. Карта локальной составляющей аномального магнитного поля северо-восточной части Баренцевоморского шельфа.



Рис. 5. Карта локальной составляющей аномалий поля силы тяжести северо-восточной части Баренцевоморского шельфа.



Уровень энергетического спектра и соответствующие глубины источников от 20 до 30 км

Рис. 6. Радиально осредненный энергетический спектр магнитного поля (А), график глубины верхней особой точки (Б).



Уровень энергетического спектра и соответствующие глубины источников от 20 до 60 км

Рис. 7. Радиально осредненный энергетический спектр гравитационного поля (А), график глубины верхней особой точки (Б).



№пп	Кол-во точек	Гравитационное поле, мГл		Аномальное магнитное поле, нТл	
J V EIIII		Среднее значение	Стандартное отклонение	Среднее значение	Стандартное отклонение
7	100 542	20.37	0.81	38.79	4.89
5	17 395	15.88	1.01	28.65	10.91
14	6344	17.23	1.44	-37.46	15.41
9	2695	12.42	1.45	-34.71	16.17
1	1766	9.45	1.32	-3.06	12.66
3	456	2.45	1.32	5.88	14.65
6	15 422	16.75	1.08	56.51	12.71
2	419	2.20	1.21	42.47	10.04
10	2846	10.21	1.54	58.35	15.07
17	3910	12.26	2.48	117.67	19.76
13	885	4.19	1.40	66.84	10.68
12	1141	6.69	1.53	106.28	17.67
19	3976	8.44	3.48	192.04	26.95
4	10 389	21.46	1.81	-3.30	15.30
8	12 513	24.78	1.22	33.88	19.85
16	4032	22.64	2.59	-86.30	26.14
15	8487	29.00	1.62	12.68	18.77
20	6280	29.88	3.65	-64.09	32.79
11	7954	26.09	3.43	108.80	29.83
18	4702	34.03	2.75	47.00	41.30
21	3654	29.65	6.13	249.18	61.67

Рис. 8. Карта классификации аномального магнитного и гравитационного полей.



№пп	Кол-во точек	Локальная составляющая поля силы тяжести, мГл		Локальная составляющая аномального магнитного поля, нТл	
		Среднее значение	Стандартное отклонение	Среднее значение	Стандартное отклонение
11	109.613	0.01	0.03	-0.03	0.57
13	9417	-0.12	0.06	-3.96	1.84
10	5329	-0.38	0.08	-3.44	2.44
4	4200	-0.28	0.11	-12.44	3.56
3	1222	-0.33	0.20	-34.42	8.18
2	2139	-0.76	0.23	-9.54	4.27
12	11 819	0.00	0.06	3.70	1.38
9	8104	-0.19	0.06	1.56	1.65
15	4660	-0.28	0.09	7.57	2.68
8	4324	-0.62	0.13	2.84	2.49
19	920	-0.21	0.25	24.98	5.19
20	684	-0.19	0.28	46.71	5.80
5	2534	-0.69	0.14	13.05	4.06
1	799	-1.35	0.35	7.53	11.76
18	9252	0.09	0.09	-6.40	2.33
6	3136	0.05	0.15	-17.75	3.74
23	11 992	0.30	0.10	-1.21	2.23
21	4808	0.50	0.21	-10.87	4.19
7	1114	0.41	0.24	-34.22	8.55
22	4314	0.02	0.10	11.53	3.20
24	7690	0.27	0.10	5.88	2.50
25	4033	0.85	0.39	4.54	6.60
16	2803	0.55	0.23	18.93	4.46
17	818	0.74	0.53	41.08	7.92
14	84	0.52	0.43	78.09	12.24

Рис. 9. Карта классификации локальных составляющих магнитного поля и поля силы тяжести.



Рис. 10. Положение особых точек геомагнитной модели северо-восточной части Баренцевоморского шельфа. А – схема структурно-тектонических нарушений по данным магнитометрии, Б – пространственное размещение особых точек магнитного поля.

1 — цветовая шкала распределения точек Эйлера по глубине, м; 2 — структурно-тектонические нарушения; 3 — профили МОВ ОГТ 2D; 4 — аномальное магнитное поле, нТл

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2018

осредненную для всех элементов грида при соответствующем волновом числе, на нижнем графике указана оценка глубин группы источников поля, полученная на основании значений угла наклона энергетического спектра (см. рис. 7, рис. 8). Глубина до статистической совокупности источников определяется следующим выражением:

$$h=-s/4\pi$$
,

где: *h* — глубина, *s* — угол наклона логарифма энергетического спектра.

Полученные оценки можно использовать как приблизительный ориентир при определении глубин совокупностей источников поля. В нашем случае для гравитационного поля можно однозначно выделить группу глубинных источников (от 20 до 60 км) и неглубоких источников (до 10–15 км). Для магнитного поля также выделяется две группы: глубинных источников (от 20 до 30 км) и неглубоких источников (до 10–15 км).

Используя данные, полученные при анализе энергетического спектра полей, были рассчитаны их локальные составляющие путем фильтрации энергетического спектра для группы глубинных источников. Таким образом, полученные локальные составляющие магнитного и гравитационного полей несут в себе информацию о пространственном распределении группы неглубинных источников (до 10-15 км). В программном модуле МАGМАР [38] можно изменять параметры фильтра и сразу видеть результат фильтрации. Для гравитационного и магнитного полей было выбрано значение стандартного отклонения фильтра, равное 0.02, которое позволяет исключить из исходных данных энергетический спектр, соответствующий группе глубинных источников.

Районирование территории по геофизическим полям стало началом интерпретационного процесса. Основной задачей районирования является разбиение площади на блоки, характеризующиеся однородными по уровням значений и структуре взаимосвязей введенных параметров. Границами таких блоков служат, как правило, тектонические нарушения. Таким образом, задачи районирования площади и трассирования разломов тесно связаны между собой. При районировании мы использовали набор геофизических полей, характеризующих намагниченность и плотность горных пород.

Районирование территории производилось путем классификации многопараметровых цифровых геофизических данных по методике "К-средних" в комплексе спектрально-корреляционного анализа трехмерных геоданных "COSCAD-3D" [39]. С помощью алгоритма, реализованного в этой программе, осуществляется разбиение площади на области (кластеры), однородные по уровням значений и структуре взаимосвязей геофизических параметров. Наименее плотным и немагнитным породам соответствуют классы голубого и синего оттенков, а плотным и магнитным образованиям – красного (см. рис. 8).

По аналогичному принципу выполнена совместная классификация локальной составляющей магнитного и гравитационного полей (рис. 9) Локальная составляющая отражает наиболее приповерхностные объекты, что в нашем случае соответствует неоднородностям в осадочном чехле, в том числе, относящимся к магматическим образованиям.

На основании совместной интерпретации и анализа геолого-тектонических и геофизических данных установлены следующие основные геофизические критерии выделения и прослеживания разрывных нарушений.

 Зоны интенсивных линейных горизонтальных градиентов типа магнитных ступеней, выделяемых на границах блоков, отличающихся вертикальной мощностью, размерами, формой, глубиной залегания контактной поверхности.

• Резкие изменения направлений и смещение изолиний по простиранию, резкие изгибы и пережимы их в плане, торцевое замыкание или обрыв.

 Смена уровня, знака, характера и формы аномалий на контакте блоков.

 Цепочки знакопеременных магнитных аномалий, приуроченные к контакту блоков.

Уточнение элементов залегания некоторых контактных поверхностей произведено нами путем вычисления пространственных координат сингулярных источников с помощью алгоритма деконволюции Эйлера (рис. 10). Анализ размещения особых

Рис. 11. Область распространения рефлекторов группы α:

А – схематическая карта распространения рефлекторов группы α приуроченных к верхнетриасовому интервалу разреза; Б – пространственная модель рефлекторов группы α фиксируемым на отражающем горизонте VI, представляющем собой поверхность кристаллического фундамента; В – уровень рефлекторов группы α, фиксируемых от VI до ОГ А-А2-А3, включая палеозойскую и триасовую части осадочного чехла.

^{1 –} столбообразные аномалии волнового поля, интерпретируемые как подводящие каналы магматического вещества (дайки); 2 – отражающие горизонты α, отождествляются с пластовыми магматическими интрузиями (силы) долеритового состава; 3 – профили МОВ ОГТ 2D





Рис. 12. Геолого-геофизичекий разрез (профиль 200705) по результатам моделирования потенциальных полей. Положение разреза см. на рис. 11

точек потенциальных полей позволяет уточнить ранг и положение, направление падения плоскости сместителя тектонических нарушений, выделяемых по геофизическим данным.

По профилю 200705 (рис. 11) выполнено моделирование потенциальных полей. Исходными данными для построения модели послужили временной разрез МОВ ОГТ и данные по петрофизическим свойствам пород.

На первом этапе расчета была выполнена оцифровка временного разреза, отражающих горизонтов, динамически выраженных в волновом поле дискордантных горизонтов группы α (см. рис. 11), которые отождествляются с пластовыми

НИКИТИН и др.

магматическими интрузиями (силлами). Природа этих образований установлена по результатам бурения скважины "Лудловская-1", где вблизи забоя вскрыты несколько пластов габбро-долеритов, а также очень необычных — "столбообразные" волновые аномалии — субвертикальных интрузивных тел (дайки) с минимальными амплитудами смещения. Характерной особенностью этих аномалий является хаотичная сейсмическая запись внутри "столба" и прекращение прослеживания отражающих горизонтов на его границах. Столбообразные аномалии коррелируются от профиля к профилю, образуя протяженные (до 100 км) линеаменты, выраженные в рельефе в виде тектонических уступов северо-западного простирания. (см. рис. 11).

В результате получена блоковая модель, каждому блоку которой было присвоено соответствующее значение плотности.

Используя алгоритм Нейфа-Дрейка [31], были рассчитаны скорости сейсмических волн для каждого блока (таблица). С помощью алгоритма пересчета, реализованного в модуле GM-SYS программного комплекса OASIS MONTAJ [38], временной разрез пересчитан в глубинный разрез.

Полученный гравимагнитный эффект сравнивался с наблюденными магнитным и гравитационным полями. Уточнив геометрию границ блоков и их свойства, была получена модель, гравимагнитный эффект от которой наиболее соответствовал наблюденным полям при допущении о постоянстве физических параметров в выделенном модельном блоке (рис. 12).

Распределение физических параметров делает модельные границы условными, возможные вариации которых при изменении параметров внутри тел могут достигать 15–20%. Ошибки за счет аппроксимации реального трехмерного геологического пространства могут достигать 15% для выбранной структуры распределения модельных блоков. В этой связи не было необходимости при моделировании добиваться полного соответствия модельного поля наблюденному, остаточное расхождение составляло 3 мГл и 20 нТл. Эти различия были обусловлены, в основном, реальными неоднородностями глубинного строения, которые не имели какого-либо отражения в сейсмических данных и не учитывались в моделях.

Обобщение имевшейся информации о строении осадочного чехла и верхней части фундамента, а также привлечение вновь полученных результатов интерпретации потенциальных полей позволяет сделать предположение о гетерогенном строении фундамента и его многофазной тектономагматической активности, которая начала проявляться в самом конце палеозоя, но особенно заметно проявилась в триасе. Прогибание фундамента и усиление

Таблица. Параметры блоков по профилю 200705.

Слой	Скорость м/с	Плотность г/см ³	
C1	5873.04	2.69	
C2	5873.04	2.69	
C3, P1	5873.04	2.69	
CARBON	4767.22	2.5	
T1	5510.77	2.62	
D	5921.31	2.7	
FUNDAM	6365.83	2.8	
Intrus	6365.83	2.8	
KEMB	6195.63	2.76	
P1	5823.97	2.68	
P2	5723.28	2.66	
P3	5671.59	2.65	
P3-T1	5618.97	2.64	
PZ1-2-D3	6015.55	2.72	
S	6106.92	2.74	
T–J1K1	3391.68	2.3	
T1	5510.77	2.62	
T2	5398.4	2.6	
Т3	4047.7	2.4	
Water	1450	1.03	

растягивающих напряжений привело к внедрению многочисленных дайкообразных габбро-долеритов, сформировавших ступенчатые структуры северо-западного простирания. По результатам бурения, эти внедрения имели длительную историю, т.к. слои габбро и долеритов были вскрыты даже в пределах осадочного чехла.

В результате интерпретации потенциальных полей и анализа имеющейся геологической информации можно утверждать, что в течение всего триаса в северо-восточной части Баренцева моря происходила перестройка фундамента на фоне быстрого его прогибания и интенсивного осадконакопления.

выводы

По результатам моделирования можно сделать следующие выводы.

1. Рассчитанная мощность осадочного чехла Восточно-Баренцевоморского мегапрогиба составляет 18–20 км. 2. По данным сейсморазведки интрузии в осадочном чехле в виде даек и силлов долеритов формируют "столбообразные" аномалии волнового поля в верхней части осадочного чехла (глубина верхней кромки порядка 3–4 км при мощности пластовых интрузий 500–1500 м). Локализуются интрузии в основном в верхнепермско-триасовых толщах.

3. Гравитационный эффект от интрузивных образований при плотности долеритов 2.78 г/см³ может достигать 10 мГл, что вносит существенный вклад в наблюденное поле силы тяжести и свидетельствует о значительных масштабах магматизма в позднепермское время и практически на протяжении всего триасового периода. Четко фиксируемые в волновом поле "столбообразные" аномалии, со всей очевидностью, являлись долгоживущими, приуроченными к зонам разломов, и соответствовали подводящим каналам магматического вещества.

4. Породы фундамента характеризуются блоковым строением с различной плотностью (от 2.76 до 2.85 г/см^3) и намагниченностью (от 100 до $300 \cdot 10^{-5} \text{ CM}$).

5. Границам блоков, как правило, соответствуют тектонические нарушения, которые также уверенно выделяются при интерпретации площадных данных.

Проведенный комплексный анализ потенциальных полей совместно с данными сейсморазведки, моделирование элементов тектоники с использованием современных алгоритмов и программных комплексов, районирование территории по геофизическим данным и моделирование потенциальных полей позволили получить расширенное представление об особенностях магматизма, петрофизической характеристике и структурно-тектоническом строении северо-восточной части Баренцевоморского шельфа.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке госбюджетной темы № 0135-2015-0021 и программы Президиума РАН № 15.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Аплонов С.В. Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) // Геотектоника. 1996. № 4. С. 58–76.
- Арктические и дальневосточные моря. Геология и полезные ископаемые России / Ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребицкий. С-Пб: ВСЕГЕИ, 2004. Т. 5. Кн. 1. 468 с.
- Баренцевская шельфовая плита / Под ред. акад. Грамберга И.С. Л.: Недра, 1988. Т. 196. 263 с.
- 4. *Богданов Н.А*. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
- 5. Бондарев В.И., Ершов Ю.П., Ипатов Б.С. История тектонического развития северного острова Новой

Земли // Геология и стратиграфия Новой земли. Л.: Севмогеология, 1979. С. 5–17.

- Верба М.Л. О процессах растяжения земной коры на Баренцевоморском шельфе // Природные условия и естественные ресурсы северных морей. Л.: Географическое общество СССР, 1977. С. 28–32.
- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики / Под ред. И.С. Грамберга и Ю.Е. Погребицкого. Л.: Недра, 1984. 280 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист R-38-40 – Колгуев. Объяснительная записка / Под ред. Б.Г. Лопатина. СПб, ВСЕГЕИ, 2003. 203 с. (МПР России, ВСЕГЕИ, МАГЭ, ВНИИОкеангеология, ПМГРЭ).
- 9. Грамберг И.С. Баренцевоморский пермо-триасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты // ДАН. 1997. Т. 352. № 6. С. 789–791.
- Грамберг И.С., Кулаков Ю.Н., Погребицкий Ю.Е. и др. Арктический нефтегазоносный супербассейн // Нефтегазоносность Мирового океана. Л.: ПГО Севморгеология, 1984. С. 7–21.
- Грамберг И.С., Бондарев В.И., Соболев Н.Н., Дараган-Сущова Л.А. Реконструкция геологического строения восточных районов Баренцевоморского региона на основе комплексного анализа геолого-геофизической информации // Российская Арктика. 2002. С. 193–201.
- Журавлев В.С., Раабен М.Е. Гипотеза Баренции в свете современных данных // Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М.: Наука. 1975. С. 75–92.
- Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики //Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–7.
- 14. Зуйкова О.Н., Миролюбова Е.С. Условия формирования и перспективы нефтегазоносности нижнепалеозойских отложений // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. 2006. Вып. 6. С. 64–75.
- Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 5. Л.: НИИГА, 1968. С. 9–19.
- Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. Магматизм Новой Земли. С-Пб: 2005. 225 с. (Тр. НИИГА-ВНИИОКЕАН-ГЕОЛОГИЯ; Т. 209).
- 17. Моря Советской Арктики. Геологическое строение СССР и Закономерности размещения полезных ископаемых. Т 9. Л.: Недра, 1984. 280 с.
- Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения. С-Пб: 2004, 174 с. (Тр. НИИГА-ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ; Т. 205).
- Острова Советской Арктики. Геология СССР Т. XXVI. М.: Недра, 1970. 547 с.

- Павленкин А.Д. Каледонский рифтогенез на шельфе Баренцева моря. Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: ПГО "Совморгеология", 198. С. 29–35.
- Пискарёв А.П. Петрофизические модели земной коры Северного Ледовитого океана. С-Пб: 2004. 134 с. (Тр. НИИГА-ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ; Т. 203).
- Погребицкий Ю.Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Советская геология. 1976. № 12. С. 3–28.
- Сакулина Т.С., Верба М.Л., Иванова Н.М., Рослов Ю.В., Беляев И.В. Глубинное строение северной части Баренцево-Карского региона вдоль профиля 4-АР // Сборник материалов 7-го форума Топливно-энергетический комплекс России. С-Пб.: 2007. С. 371–374.
- 24. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. м-ба: 1:2500000 / Под ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Богацкий В.И., Костюченко С.Л., Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Соболев С.Ф. М.: ПКО Картография, 1996. 2 листа.
- 25. *Тимонин Н.И*. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.
- Устрицкий В.И. О тектонической природе Баренцево-Северокарского мегапрогиба. В кн.: Проблемы нефтегаоносн. Миров. океана. М.: 1989. С. 182–191.
- 27. Устрицкий В.И., Храмов А.И. Геологическая история Арктики с позиции теории литосферных плит. Моря советской Арктики. Т. 9. Л.: 1984. С. 235–265.
- 28. *Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В. и др.* Геотермия арктических морей. М.: ГЕОС, 2013. 283 с.
- Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Роль радиогенной теплогенерации в формировании поверхностного теплового потока // Геотектоника. 2016. № 2. С. 43–61.

- Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г., Заливчий О.А., Школа И.В. Тепловой поток на акватории Карского мора и его островах // Геология и геофизика. 1994. № 11. С. 93–98.
- Bhattacharya B.K. Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body // Geophysics. 1966. Vol. 31. P. 97–121.
- 32. *Burg J.P.* Maximum Entropy Special Analysis. Unpublished doctoral dissertation. Stanford University, 1975. 168 p.
- Gupta V.K., Grant F.S. Mineral exploration aspects of gravity and aeromagnetic survey in Sudbury-Cobalt area, Ontario. The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps, Ed. by W.J. Hinze. 1985. P. 392–411.
- Macleod I.N., Vierra S., Chaves A.C. Analytic signal and reduction to the pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. // Proceedings of the Third International Congress of the Brazilian society of geophysicists. 1993.
- McClellan J.H., Nawab H. Complex General-N Winograd Fourier Transform Algorithm (WFTA), Programs for Digital Signal Processing, IEEE Press, 1979. P. 1.7–1–1.7–10.
- Spector A., Grant F.S. Statistical vodels for interpreting aeromagnetic data // Geophysics. 1970. Vol. 35. No 2. P. 293–302.
- Winograd S. On Computing the Discrete Fourier Transform, Mathematics of Computation. 1978. Vol. 32. No 141. P. 175–199.
- Geosoft Software, Oasis montaj. URL: http://www.geosoft.com/ru (Дата обращения 05.03.2017).
- Комплекс спектрально-корреляционного анализа данных COSCAD-3D. URL: http://coscad3d.ru/ (Дата обращения 05.03.2017).

Рецензент: А.С.Балуев

Structural-tectonic Features of the Northeastern Barents Plate from Numerical Modeling of Potential Fields

D. S. Nikitin^{1,*}, P. P. Gorskikh², M. D. Khutorskoy¹, and D. A. Ivanov³

¹ Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia
² OOO Noril'skgeologiya, OJSC MMC Norilsk Nickel, Norilsk, 663300 Russia
³ Voronezh State University, Voronezh, 394006 Russia
*e-mail: ndsnomination@mail.ru

Received January 25, 2017

Abstract — Structural-geological inhomogeneities in the northeastern Barents Sea are zoned based on an analysis of various components of the gravity and magnetic fields. The objects revealed in the basement and sedimentary cover of the Barents Sea Plate form anomalies in potential fields at coexisting complex geological structures and contrasting petrophysical properties. Cluster analysis reveals the fault-marked boundaries of individual blocks in the basement. A numerical model of faults in the sedimentary cover and basement of the Barents Sea Plate is constructed.

Keywords: Barents Sea Plate, basement, sedimentary cover, potential fields, intrusion, numerical modeling

DOI: 10.1134/S0016852118020085