

ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ: НОВЫЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

М. Д. Хуторской

Геологический институт РАН,
Пыжевский пер. 7, 109017 Москва, Российская Федерация; mkhutorskoy@ginras.ru

Рубеж XX и XXI вв. можно назвать началом нового этапа изучения и освоения углеводородного потенциала осадочных бассейнов. Это обусловлено не только открытием гигантских месторождений на шельфе Арктических и Дальневосточных морей [3], но и постепенным истощением запасов сырья в континентальных осадочных бассейнах, например, в Западно-Сибирском (рис. 1).

Очевидно, что шельфовые бассейны в XXI в. будут главными объектами прироста запасов углеводородного сырья. При их освоении, однако, возникают геологические, технологические и экологические проблемы, которые, зачастую, не встречались в континентальных осадочных бассейнах. Это может заметно увеличить себестоимость единицы добываемого сырья.

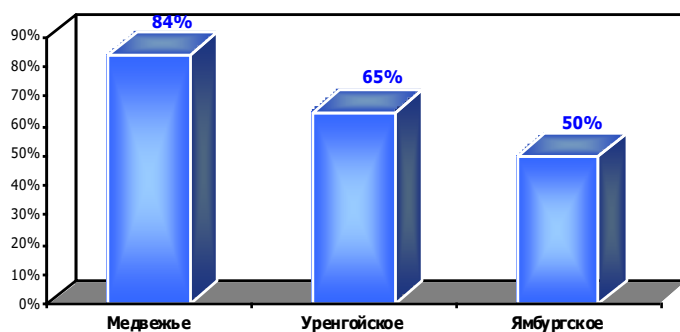


Рисунок 1 – Количество извлеченного природного газа из месторождений-гигантов Западной Сибири (из доклада А. Н. Дмитриевского на 7-м Российском нефтегазовом Конгрессе. Москва, 2009 г.)

Одним из путей снижения затрат может быть применение наукоёмких технологий при поисково-разведочных и инженерно-геологических работах. В условиях ограниченности инвестиционных ресурсов для проведения дорогостоящих геолого-геофизических исследований и высоких рисков поисково-разведочных работ на шельфе практическое значение приобретают относительно недорогие, но весьма наукоёмкие методы косвенной оценки перспектив нефтегазоносности на базе уже имеющихся геолого-геофизических данных.

В данной статье обосновывается эффективность включения в комплекс поисково-разведочных и инженерно-геологических работ изучение геотермических характеристик в осадочном чехле.

Важной особенностью численного моделирования геотермического поля, как и других геофизических полей, является переход к трёхмерным моделям, которые априорно для осадочных бассейнов являются наиболее приемлемыми из-за их изометричной и мозаичной структуры. На основе таких моделей могут быть построены произвольно ориентированные плоскости-срезы, наилучшим образом подчеркиваю-

щие особенности температурного распределения на любых глубинах. Фактически, такая методика давно известна под термином «томография».

Томографический метод в геофизике развивается в наше время не менее активно, чем в медицине, астрономии или технике. Термин «томография» стал применяться в науках о Земле лишь 25–30 лет назад, хотя эта методика под названием «изучение глубинного строения Земли», используется уже сто лет.

Преимущество томографической модели заключается в построении объёмных, трёхмерных изображений объектов, в возможности их рассмотреть «со всех сторон». Для томографии не имеет значения, какую структуру или какое геофизическое поле отображается, и это обусловило появление нескольких видов геофизической томографии: сейсмическая томография в различных вариантах обработки сейсмических волн, гравитационная, электромагнитная и т. д. Успехи применения сейсмотомографии [43, 44], ярко продемонстрировавшей наличие глубинных неоднородностей, естественно стимулировали разработку подобного подхода и для других полей [29, 30], в которых также можно видеть объёмные неоднородные объекты, или как сейчас многие полагают, нелинейные геологические структуры [24, 27].

Мы обосновали и привели результаты томографического моделирования геотермического поля, т. е. разработали так называемый метод *термической томографии*.

Метод заключается в нахождении глубинных температур и плотности теплового потока на различных глубинах в координатах XYZ. Для реальных геологических объектов подразумевается построение температурного распределения в зависимости от широты, долготы и глубины. Таким образом, трёхмерная термотомографическая модель отличается от температурного разреза тем, что позволяет «заглянуть» за линию профиля, что особенно важно при работе с изометричными или мозаичными структурами [33, 35]. С помощью соответствующего программного обеспечения легко можно создать или карты-срезы температур (тепловых потоков) на определённых глубинах, или показать конфигурацию изотермических поверхностей, или построить геотермический профиль по любому сечению.

Практическое значение термотомографической методики заключается в нахождении температурных границ, контролирующих тот или иной процесс генерации или трансформации вещества.

Например, для прогнозирования нефтегазоносности с помощью термотомографии оценивается глубина нахождения температурного интервала катагенеза органического вещества; с помощью той же методики можно найти глубину температурных интервалов, контролирующих метаморфические фации, гидротермальное рудообразование, а также глубину изотермы Кюри в конкретном регионе. Таким образом, термотомография представляет собой новый инструмент для визуализации фактических геотермических данных и для более достоверной их интерпретации с целью получения новых знаний о глубинном строении литосферы и об её эволюции.

Мы покажем на примере термотомографических моделей осадочных нефтегазоносных бассейнов Северной Евразии, что особенности распределения геотемпературного поля могут быть использованы как дополнительный критерий при прогнозировании локализации и глубины залежей углеводородов.

Двухмерные геотемпературные модели Баренцевоморского бассейна

В геологическом строении осадочного чехла Баренцевоморского бассейна участвуют отложения широкого возрастного диапазона: от венд (?)–кембрийских до

кайнозойских. Для непосредственного изучения докайнозойские отложения доступны преимущественно по периферии Баренцевоморского шельфа – на островах и приморских территориях, а также в немногочисленных опорно-параметрических (на островах) и морских поисково-разведочных скважинах российского сектора Баренцева моря. В норвежском секторе Баренцева моря изученность бурением и сейсмо-разведкой значительно выше.

Представленные здесь геологические разрезы составлены на основании данных сейсморазведки МОВ-ОГТ, проведённой в разные годы ОАО МАГЭ; результатов бурения скважин, выполненных в российском секторе ФГУП АМНГР, а также опубликованных данных изучения скважин норвежского сектора. Сухопутные части профилей составлены по результатам геолого-съёмочных работ, выполненных ранее геологами ВНИИОкеангеологии и ПМГРЭ.

Разрезы пересекают основные тектонические элементы Баренцевоморского региона (рис. 2) и в региональном плане характеризуют строение осадочного чехла. Максимальные мощности отложений фиксируются в Южно-Баренцевской впадине, где они предположительно составляют около 18 км (профили 1–3, 7), минимальные – в западных частях Баренцевоморского региона – в норвежском секторе (профили 1, 2). Профиль 4 в меридиональном направлении пересекает зону Центрально-Баренцевских поднятий, разделённых прогибами, открывающимися в сторону Южно-Баренцевской впадины.

Часть разреза, включающая меловые, юрские, верхне-, средне- и частично нижнетриасовые отложения, оказалась редуцирована в норвежском секторе в результате позднемелового(?)–эоценового апlifта. Наиболее полные разрезы мезозоя отмечаются в депоцентрах Баренцевоморского мегабассейна: в Южно- и Северо-Баренцевских впадинах. Здесь снизу вверх по данным МОВ-ОГТ предполагается развитие глубоководных отложений ордовика-силура, девона, карбона и нижней перми, которые выше по разрезу сменяются преимущественно терригенными отложениями верхней перми, триаса, юры, мела и неоген-кайнозоя.

По данным исследования скважин мезозойская часть разреза характеризуется сменой по разрезу трансгрессивных и регрессивных последовательностей отложений. Максимум трансгрессии приходится на позднеюрское время, когда в разрезе формировалась толща так называемых «чёрных глин» [31]. Самая глубокая скважина в этой части региона (Арктическая-1) остановлена на глубине 4 524 м в отложениях ладина.

В бортовых частях Южно-Баренцевской впадины (скважины Мурманской площади) происходит существенное уменьшение мощностей триасовых и более древних отложений и выпадение из разреза отложений верхнего мела. По данным МОВ-ОГТ здесь предполагается развитие карбонатных отложений нижней перми, карбона и верхнего девона (профиль), аналогичных разрезам севера Тимано-Печорской плиты. В Печорском море палеозойские отложения вскрыты поисковым и разведочным бурением. Непосредственно вблизи линии профиля находятся скважины Северо-Гуляевского (№ 1) и Приразломного месторождений (№ 1–5). Одна из скважин Приразломного месторождения прошла осадочный чехол до глубины 4 500 м и на забое вскрыла отложения самых низов нижнего девона. Установлено, что палеозойские отложения Печорского моря, содержащие основной по продуктивности каменноугольно-нижнепермский нефтегазоносный комплекс, имеют большое сходство с разрезами сухопутной части провинции [12].

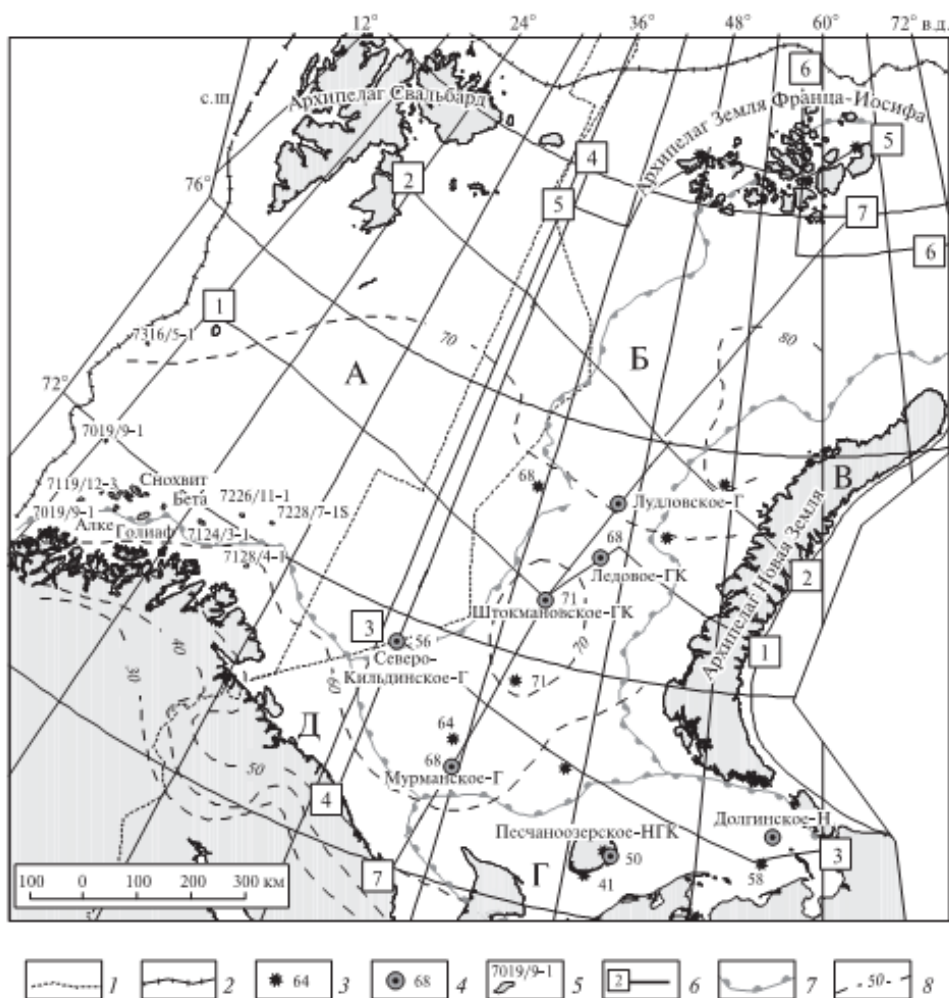


Рисунок 2 – Карта расположения исследованных профилей-геотраверсов
 1 – государственная граница России и срединная линия (по предложению Норвегии (1970 г.); 2 – бровка шельфа; 3 – скважины глубокого бурения и ТП в них, mBm/m^2 ; 4, 5 – месторождения российского (4) и норвежского (5) секторов; 6 – линия сейсмогеологического профиля и его номер; 7 – границы региональных тектонических элементов; 8 – изолинии ТП, mBm/m^2 . Тектонические элементы: А – Свальбардская плита, Б – Восточно-Баренцевский мегапрогиб; В – Пайхойско-Новоземельская складчатая система, Г – Печорская плита; Д – Кольская моноклираль. Тип флюида: Г – газ, ГК – газоконденсат, НГК – нефтегазоконденсат, Н – нефть.

Профили 5 и 6 расположены в самой северной части Баренцевоморского мегабассейна и пересекают острова арх. Земля Франца-Иосифа и прилегающую акваторию. Разрезы построены по данным геологических съемок и опираются на результаты бурения 3 глубоких скважин (Нагурская, Северная, Хейса), по данным которых наблюдаются резкие изменения мощностей отложений и отсутствие на большей части архипелага отложений моложе триасовых. Разрез триасовых отложений насыщен интрузивными образованиями, которые отчетливо фиксируется как в разрезах скважин, так и на профилях МОВ-ОГТ. Ниже триаса, в разрезе скв. Нагурской, установлены верхнекаменноугольные отложения, но в прогибах, там где общие мощности увеличиваются до 6 км, предполагается развитие полных разрезов перми, карбона, девона и силура. В акваториальной части разрезов по данным МОВ-ОГТ предполагается также существование юрских и меловых отложений.

Западная часть профиля 1 проходит в субширотном направлении в центральной части Баренцева моря от о-ва Медвежий до Штокмановско-Лунинского порога (рис. 3). Основными теплофизическими границами на этом профиле, так же как и на всех остальных, являются границы протерозойского фундамента и фанерозойского чехла, а также верхнепалеозойского карбонатного комплекса и мезозой-кайнозойских терригенных пород.

Структурно-теплофизические неоднородности выражены на геотермическом разрезе искривлением изотерм и увеличением геотермического градиента в относительно низкотеплопроводных толщах. Например, градиент температуры в породах складчатого фундамента составляет на интервале глубин 5–10 км 12–14 мК/м, а в породах верхнепалеозойского чехла – 20–21 мК/м. При инвариантности теплового потока на нижней границе разреза контраст значений градиента компенсируется обратным соотношением теплопроводности. Поэтому величина теплового потока на этом профиле практически постоянна и составляет 68 мВт/м². Температурный интервал 140–180 °С мы, с некоторой долей условности, рассматриваем как подошву главной зоны нефтегенерации (ГЗН) или «нефтяного окна». В восточной части профиля интервал 140–180 °С расположен на глубине 5,0–6,5 км, в западной его части – на глубине 6–8 км. Таким образом, геотермические данные подтверждают независимо высказанное предположение о более высоком углеводородном потенциале Южно-Баренцевской впадины по сравнению с Центрально-Баренцевскими поднятиями [13].

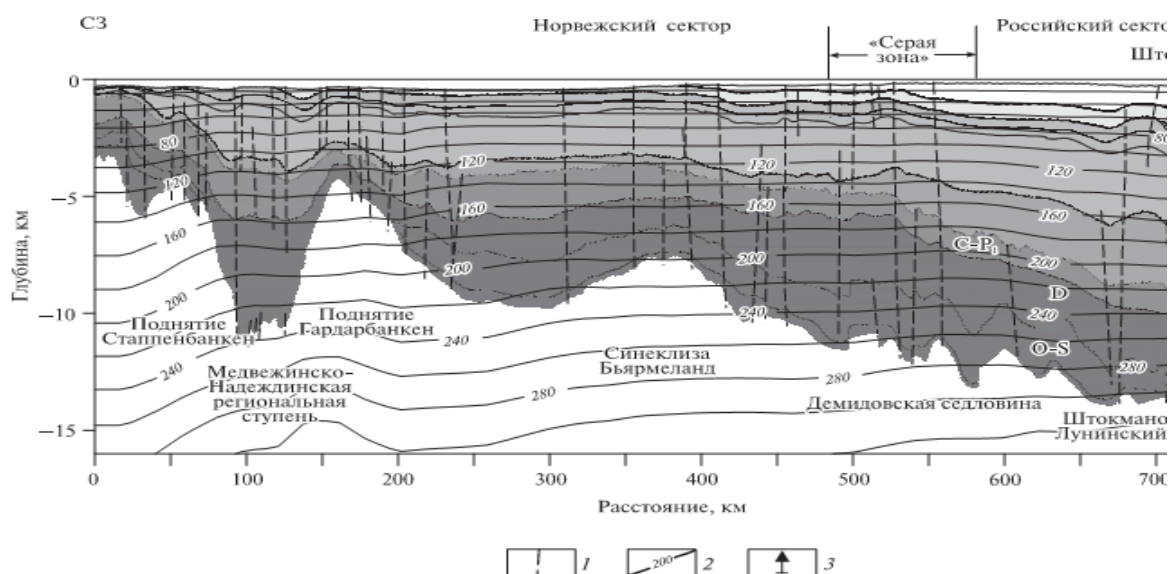


Рисунок 3 – Геолого-геотермический разрез по профилю 1
1 – разломы; 2 – изотермы, °С, 3 – скважины глубокого бурения

Профиль 2 проходит севернее, параллельно профилю 1 от о-ва Эдж Свальбардского архипелага до Северного острова Новой Земли, пересекая Малыгинскую и Лунинскую седловины, Адмиралтейское поднятие и прогиб Седова. Наибольшие проявления рефракции глубинного потока тепла здесь выражены на западном борту Лунинской седловины и в зоне сочленения прогиба Седова с Новой Землей [37]. Причины этого связаны не только со структурно-теплофизическими неоднородностями,

но и с понижением теплового потока в районе Новой Земли. На Новой Земле тепловой поток резко снижается (до 46 мВт/м^2) [23], что так же, как и на Урале, можно объяснить экранированием глубинного теплового потока аллохтонной литосферной пластиной, надвинутой со стороны палеоокеана при его закрытии в позднем палеозое [32]. «Охлаждение» земной коры в восточной части профиля обусловило погружение катагенетического температурного интервала от 5–7 км в Малыгинской и на западе Лунинской котловин до 8–10 км – в прогибе Седова.

Профиль 3 пролегает через наиболее продуктивную в нефтеносном отношении часть Баренцевоморского бассейна – через Печорское море и далее на северо-восток через Южно-Баренцевскую впадину к скв. Северо-Кильдинская (рис. 4).

Наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в Южно-Баренцевской синеклизе (до $20\text{--}22 \text{ мК/м}$ в интервале глубин 5–10 км) из-за большой мощности низкотеплопроводных осадков терригенного мезозой-кайнозойского комплекса. В связи с этим, здесь происходит быстрое нарастание температур в осадочном чехле. Температура 140°C отмечается уже на глубине 4,5 км. Таким образом, судя по геотермическим данным, Южно-Баренцевская синеклиза – это наиболее перспективная структура для генерации УВ.

Профиль 4 имеет меридиональное простирание и тянется от Кольского полуострова до западной оконечности архипелага Земли Франца-Иосифа. Фундамент на этом профиле имеет сложное строение, сочетающее выступы и прогибы, что обусловлено его простиранием вкрест основным субширотным структурам Баренцевской плиты. Амплитуда колебаний мощности чехла достигает 10–11 км, поэтому значения геотермических градиентов в прогибах и на выступах заметно различаются. Геотермический градиент в зонах прогибов в интервале глубин 5–10 км составляет 16 мК/м , а в зонах выступов – 12 мК/м ; в интервале глубин 0–5 км – 24 и 19 мК/м соответственно.

В скважинах, лежащих на линии профиля 4, а также на зондовых станциях, измерены относительно высокие значения теплового потока. Например, на северном борту Кильдинского прогиба в двух скважинах зафиксированы значения 109 и 114 мВт/м^2 , а фоновый тепловой поток для центральной части Свальбардской плиты можно оценить как $76\text{--}79 \text{ мВт/м}^2$. В настоящее время трудно отдать предпочтение какой-либо одной модели, объясняющей причины повышения теплового потока: это может быть и увеличение активности астеносферы при приближении к Северо-Атлантическому центру спрединга, и проявления вторичного рифтогенеза, фазы которого фиксируются, начиная с позднего палеозоя [42].

Здесь кажется уместным перейти к описанию теплового поля профиля 7, так как он, как и выше описанный, субмеридиональный и трансбаренцевский. Он начинается у Кольского полуострова и протягивается до широты Земли Франца-Иосифа. Характерной особенностью геотемпературного поля вдоль этого профиля является резкая пертурбация изотерм при переходе от КольскоКанинской моноклинали к Южно-Баренцевской синеклизе (рис. 5). Это обусловлено двумя причинами: во-первых, средняя теплопроводность пород синеклизы меньше, чем в районе моноклинали, где фундамент залегает на 5–6 км выше; во-вторых, под Южно-Баренцевской синеклизой зафиксирован относительно пониженный тепловой поток. Если на профиле 4 мы оценили фоновый тепловой поток как $76\text{--}79 \text{ мВт/м}^2$, то здесь его значение составляет $64\text{--}66 \text{ мВт/м}^2$. При переходе севернее по профилю к структуре Штокманско-Лунинского порога тепловой поток возрастает до $72\text{--}77 \text{ мВт/м}^2$.

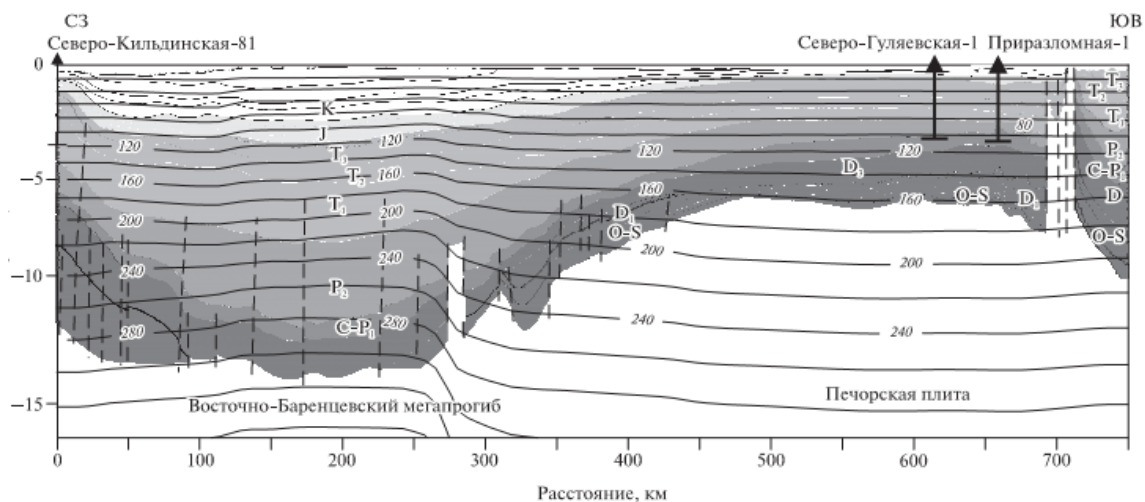


Рисунок 4 – Геолого-геотермический разрез по профилю 3
Условные обозначения см. рис. 3

Такое сочетание теплофизических характеристик создает специфическую картину распределения изотерм катагенеза органического вещества. При переходе от Кольско-Канинской моноклинали к Южно-Баренцевской синеклизе глубина нахождения изотерм катагенеза резко уменьшается с 8–12 км до 4–5 км, а затем, севернее, плавно увеличивается до 6,5–7,5 км в районе ЗФИ. К структуре Штокмановско-Лунинского порога приурочены крупнейшие в регионе газоконденсатные месторождения, что хорошо коррелирует с минимальной глубиной нахождения катагенетического температурного интервала.

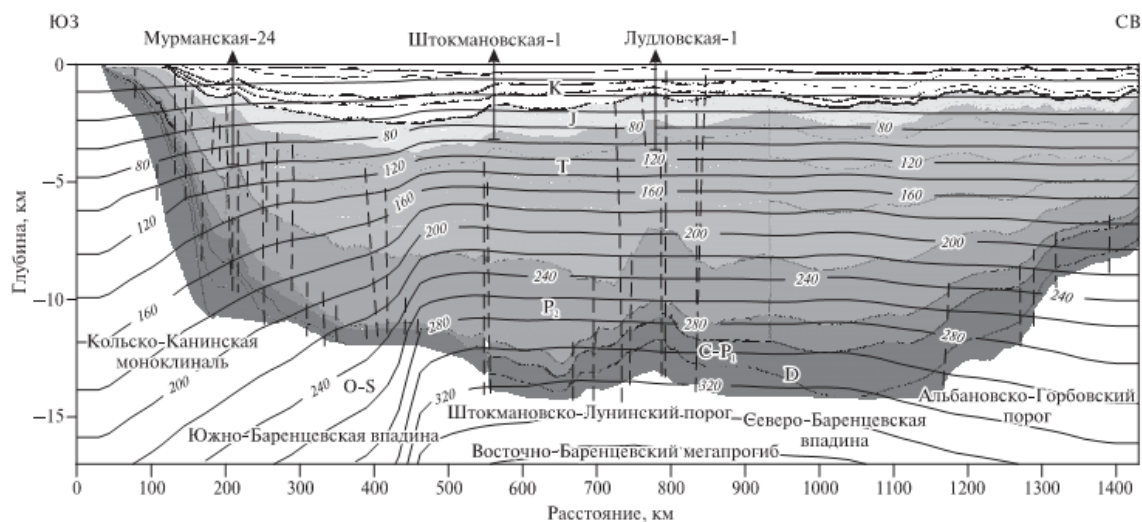


Рисунок 5 – Геолого-геотермический разрез по профилю 7
Условные обозначения см. рис. 3

Профили 5 и 6, расположены в районе архипелага ЗФИ (см. рис. 2). К профилю 5 можно условно отнести 4 измерения теплового потока, полученные нами в трогe Франц-Виктория во время 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» [37], а также 3 определения теплового потока в скв. Северная (о-в Грэм-Бэлл), Нагурская (о-в Земля Александры) и Хейса (о-в Хейса) [39], который составляет, соответствен-

но, 80, 79 и 77 мВт/м². Тем не менее, мы учли результаты 2D-моделирования геотермического поля по этим профилям при построении трёхмерной модели теплового поля.

Трёхмерные геотемпературные модели Баренцевоморского бассейна

Для того чтобы перейти к трёхмерной модели, все профильные створы помещались на единый трёхмерный плот в координатах «широта–долгота–глубина» (рис. 6). Точность расчётов оценивалась по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей. Метод наименьших квадратов, примененный для оценки погрешности глубины нахождения изотерм в створе пересечения профилей на примере геотемпературной модели для Баренцева моря, показал, что она составляет ± 100 м, что при средней глубине расчёта температур 20 км составляет относительную погрешность 0,5 %.

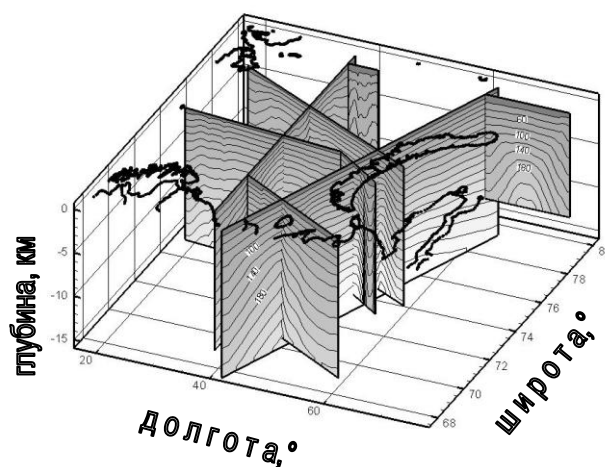


Рисунок 6 – 2D-температурные модели Баренцева моря по профилям, размещенные в трёхмерном плотe

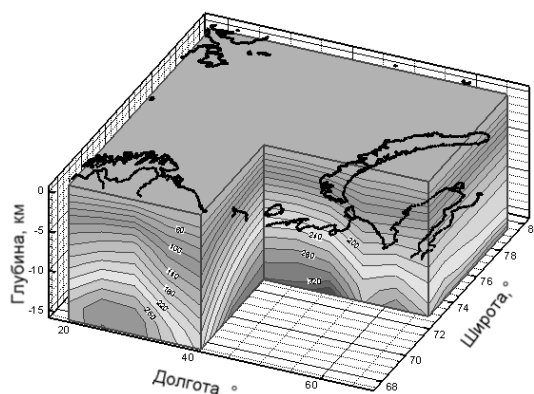


Рисунок 7 – 3D-плот температур в осадочном чехле Баренцева моря

С помощью объёмной интерполяции программы «ТЕСПЛОТ» мы получили трёхмерную картину распределения температур на всю глубину исследования (до 20 км – в Баренцевом море) (рис. 7). Аналогичная процедура была применена и для

рисовки трёхмерной картины распределения теплового потока. Программа позволяет построить глубинные срезы температур и тепловых потоков на любой глубине, а также изотермические поверхности.

Проанализируем полученные результаты моделирования в Баренцевоморском бассейне. Наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря, прилегающих к п-ову Канину, о-ву Колгуев и архипелагу Новая Земля. Это естественно вызывает появление температурных аномалий на глубинных срезах. Величина аномалий температуры относительно фоновых значений изменяется от $+20^{\circ}\text{C}$ на глубине 3 км (при фоновых температурах $90\text{--}100^{\circ}\text{C}$) до $+40^{\circ}\text{C}$ на глубине 5 км (при фоновых температурах $125\text{--}140^{\circ}\text{C}$). Однако эти аномалии связаны не с высоким глубинным тепловым потоком в этом районе, а с относительно пониженной теплопроводностью разреза, так как в сторону континента увеличивается мощность сравнительно низкотеплопроводного гранитно-метаморфического слоя. Тем не менее, юго-восточная и восточная части Баренцева моря характеризуются подъёмом изотермических поверхностей, в том числе и тех, которые контролируют температурный интервал катагенеза углеводородного вещества. С этим, по-видимому, связана приуроченность уже открытых нефтегазовых месторождений именно к «температурному куполу» на юго-востоке и востоке моря, что хорошо видно на рис. 8.

Мы не исключаем возможности нахождения месторождений в других частях Баренцева моря на большей глубине. Пользуясь теми же интерпретационными критериями о приуроченности месторождений к температурному интервалу катагенеза, можно предположить их нахождение на глубинах 6–8 км в юго-западной и западной частях моря.

Трёхмерное геотермическое моделирование позволяет прогнозировать глубину поверхностей, ограничивающих интервал возможного нахождения углеводородных залежей, и этим оно отличается от двухмерного моделирования, которое не позволяет «заглянуть» за линию профиля. Особенно сильные различия в результатах оценки перспектив нефтегазоносности по геотермическим данным могут быть в случае изометричных, а не линейных структур. При изометричности, которая характерна для осадочных бассейнов Западно-Арктического региона, оценки глубин нахождения катагенетических температур по двухмерной модели дают значения относительного расхождения с оценками по трёхмерной модели на 10–15 %. Этот факт не требует специальных доказательств, так как хорошо известен из классических работ по теории теплопроводности (см., например, [18]).

На шельфе Западно-Арктических морей выявляется единая тенденция приуроченности крупных месторождений углеводородов к зонам повышенного термического потенциала. Этот факт можно использовать как дополнительный признак при поисково-разведочных работах на арктическом шельфе.

Физический смысл связи расположения термических куполов и площадей нефтегазоносности заключается в том, что купола могут появиться только при сосуществовании двух факторов: при наличии контраста теплопроводности внутри слоёв осадочного чехла и при отклонении залегания слоёв от плоско-параллельного, т. е. в условиях структурно-теплофизических неоднородностей. Этим объясняется то, что распределение температурного поля фактически отражает локализацию структур-ловушек.

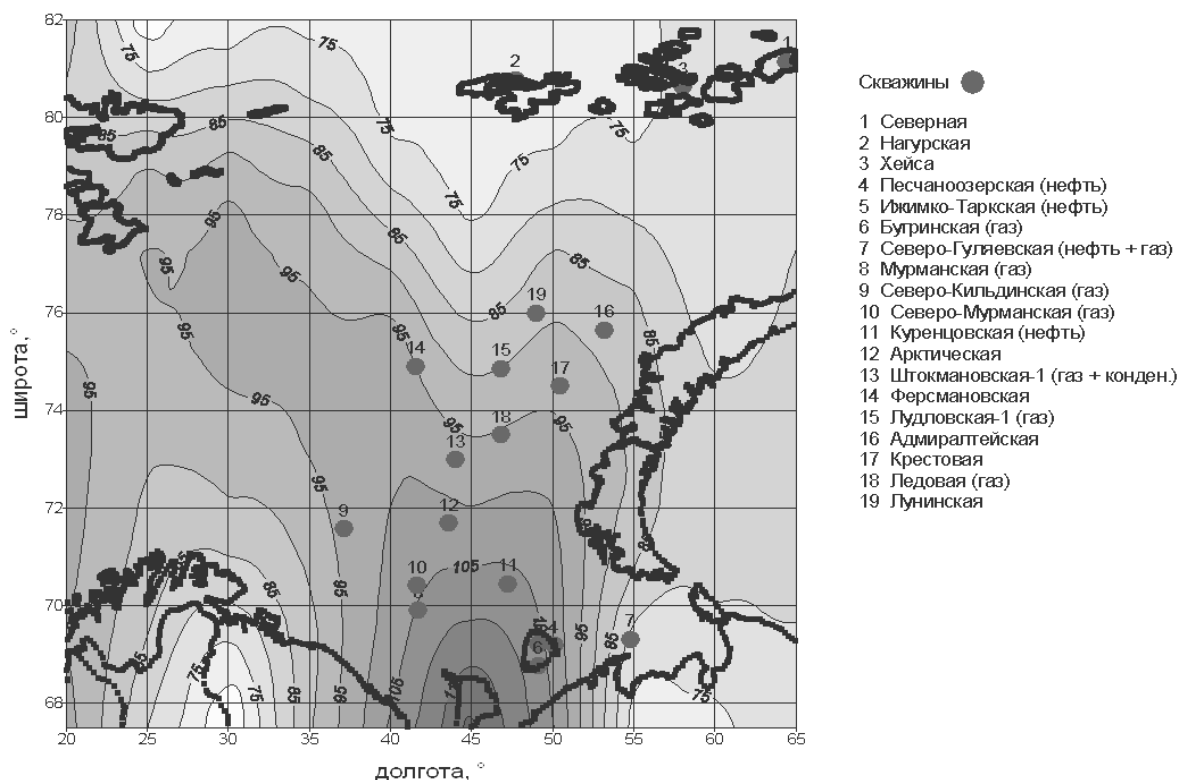


Рисунок 8 – Термотомографический срез температур на глубине 3 км в Баренцевом море (точками показано расположение скважин, вскрывших залежи углеводородов)

Метод термотомографии может применяться при любом масштабе исследований – от всего осадочного бассейна до локальной структуры. В первом случае он может рассматриваться как прогнозный, а во втором – как поисково-разведочный. Естественно, мы отдаем себе отчет в том, что эта методика не должна применяться автономно, а только как дополнительный метод в комплексе геолого-геофизических работ на углеводородное сырьё.

Для реализации метода необходима информация о структуре разреза, получаемая по данным бурения и/или сейсмического профилирования, а также о величине фонового теплового потока для конкретного региона, что позволяет нам задать краевые условия для последующего численного моделирования.

Изучение геотермического поля Западно-Арктического шельфа (Баренцево и Карское моря) показало, что как в температурном поле, так и в значениях плотности теплового потока этих акваторий наблюдается широкий разброс данных, объясняемый нами особенностями тектонической истории региона, существованием структурно-теплофизических неоднородностей и новейшими тектоническими проявлениями: рифтогенезом и деструкцией континентальной коры на окраине шельфа. Вместе с тем, была выявлена тесная пространственная связь локализации месторождений углеводородов и неоднородностей геотемпературного поля: практически все открытые месторождения были приурочены к зонам подъёма изотерм в осадочном чехле, к так называемым термическим куполам [35]. Эта пространственная корреляция, как показали дальнейшие исследования [37], проявлялась не только в Западно-Арктическом осадочном бассейне, но и в других разнотипных и разновозрастных бассейнах Северной Евразии. Она оказалась настолько убедительной, что мы пред-

положили возможность использования «термических куполов» как поискового признака при прогнозировании нефтегазоносности в неразбуренных или слабо изученных в поисковом отношении регионах.

Термотомография осадочных бассейнов Северной Евразии

Отмеченные закономерности, т. е. связь локализации месторождений углеводородов с «термическими куполами» может рассматриваться как поисковый признак лишь в том случае, если такая же тенденция проявится в других осадочных бассейнах. В этой связи важным исследованием являлось построение трёхмерных моделей для других нефтегазоносных бассейнов и проведение соответствующего сравнительного анализа. Нами были выбраны наиболее изученные в геотермическом отношении бассейны Северной Евразии, рассмотрены особенности распределения в них теплового потока и проведено двух- и трёхмерное моделирование глубинных температур. Таким образом, методически исследования проводились по единой для всех бассейнов схеме, что дало возможность для сравнительного анализа.

Прикаспийский бассейн. Бассейн традиционно выделяется в границах солянокупольной области. Его северо-западным ограничением служит предкунгурский тектоноседиментационный уступ с амплитудой до 1 500 м, который непрерывно протягивается в субмеридиональном направлении от г. Котельниково на юге через Волгоград до Саратова на севере, а далее резко поворачивает на восток, проходя по широте Уральска до Оренбурга. С востока впадина ограничена складчатыми структурами Урала, с юго-востока – Южно-Эмбинским палеозойским приразломным поднятием и с юго-запада – Донбасс-Туаркырской системой инверсионных поднятий [34].

В очерченных границах Прикаспийская впадина оформилась как замкнутый бассейн только к концу ранней перми, когда были образованы орогенный пояс Урала на её восточных границах и инверсионное поднятие на месте Донбасс-Туаркырской рифтовой системы. До этого момента различные её части входили в состав разных седиментационных бассейнов. Западная половина впадины была составной частью осадочного бассейна, непрерывно развивавшегося с позднего рифея, а юго-восточная часть являлась вплоть до начала девона частью крупной орогенической области. В девоне и раннем карбоне всю территорию впадины занимала обширная область седиментации, которая в палеогеографическом отношении представляла собой шельфовую окраину глубоководного бассейна окраинноморского типа. Последний располагался перед фронтом зоны субдукции, разделявшей Восточно-Европейский континент и Уральский океан.

Информация о температурах в скважинах Прикаспийской впадины начала накапливаться ещё в довоенные годы при разведке Южно-Эмбинской нефтеносной провинции. Здесь на месторождениях Доссор, Таскудук, Макат, Сагиз и некоторых других были пробурены скважины, в которых в 1938–1940 гг. были получены оценки температур на глубинах до 2 км.

Первые же обобщения термометрических данных позволили сделать вывод о неоднородности геотермических градиентов и о приуроченности повышенных их значений к антиклинальным, а пониженных – к синклинальным структурам [19]. Несколько позже С. С. Ковнер на примере Южно-Эмбинских структур [20] дал теоретическое обоснование применению терморазведки для поисков погребённых куполов.

Несмотря на массовую термометрию скважин Прикаспийской впадины, обобщений таких данных мало. Можно указать на работы И. Б. Дальяна, Ж. С. Сыдыкова

и других авторов по восточной части впадины [11, 14, 15], В. С. Жеваго – по центральной и восточной частям впадины [17], А. В. Дружинина – по западной части [16].

Основной объём фактических данных по геотермии региона был собран в период составления Геотермической карты СССР [10] и находился в архивах лаборатории геотермии Геологического института АН СССР в виде копий термограмм. Этот материал, а также данные, опубликованные позднее, явились основой для наших исследований.

Основой для построения трёхмерной картины распределения температур и других геотермических параметров явились данные о термометрии скважин, а также измерения теплопроводности основных литологических групп: терригенных пород, сульфатов, галита, вскрытых при бурении.

Трёхмерная интерполяция проводилась по сетке произвольной конфигурации. В нашем случае была использована неравномерная сетка, «привязанная» к координатам скважин и к простирацию сейсмических профилей, вдоль которых выполнялись двумерные расчёты глубинных температур (рис. 9, А). Параметры интерполяции задавались таким образом, чтобы избежать необоснованных фактическими данными скачков глубинных температур в межскважинном и межпрофильном пространстве.

Из анализа рис. 9, Б видно явное повышение температуры на глубинных срезах с северо-востока на юго-запад. Так, в восточной части впадины на границе с Мугоджарами, температуры на глубине 2 и 3 км составляют соответственно 40–45 и 60–65 °С, а в районе Южной Эмбы и Мангышлака на тех же глубинах – 55–60 и 70–75 °С. Это в первом приближении согласуется с выводом о снижении теплового потока в восточной части Прикаспийской впадины, причиной которого являются нестационарные процессы экранирования глубинного теплового потока, проявившиеся на Южном Урале и в Мугоджарах [32].

Другая трёхмерная температурная модель была рассчитана для интервала глубин 0–50 км, включающего всю кору в Прикаспийской впадине (см. рис. 9, В). Для её построения мы использовали данные о структуре и пластовых скоростях сейсмических волн вдоль профилей в пределах впадины [5, 22, 25, 28].

В соответствии с сейсмическим разрезом были приняты значения теплофизических свойств пород, которые использовались для расчёта значений глубинных температур и теплового потока (табл. 1). Как видно из таблицы, основными контрастными комплексами в разрезе являются соль и эцлогиты. Появление последних в низах коры является отличительной особенностью Центрально-Прикаспийской депрессии [7]. Эцлогиты ассоциируются с линзой высокоскоростных пород (7,9–8,1 км/с) мощностью до 10 км. При моделировании на нижней границе разреза принимались граничные условия второго рода, т. е. задавался постоянный тепловой поток, значение которого было адекватно измеренному фоновому значению в глубоких скважинах этого региона за вычетом радиогенной теплогенерации в земной коре (см. табл. 1). Этот редуцированный тепловой поток составлял 23 мВт/м². На верхней границе задавалась постоянная температура – температура «нейтрального слоя», которая была рассчитана из анализа зависимости забойных температур от глубины скважин. Линейный фитинг данных позволил вывести формулу регрессии, связывающую температуру (Т) и глубину забоя (Z):

$$T = (274,86 + Z)/45,8.$$

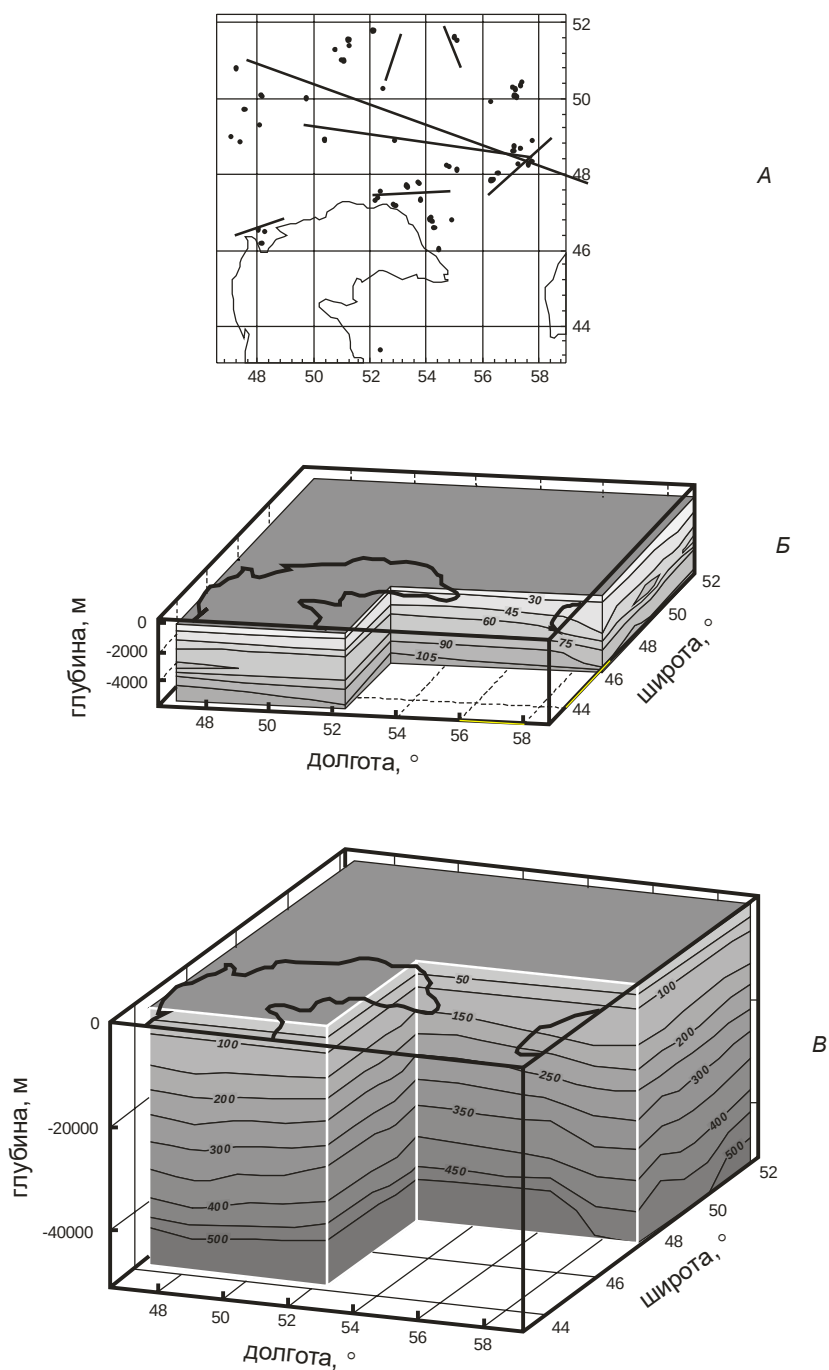


Рисунок 9 – 3D-плоты температур в Прикаспийской впадине

А – расположение скважин и сейсмических профилей, использованных для моделирования; Б – трёхмерная модель температур в интервале глубин 0–5 км; В – то же, в интервале 0–50 км

Если принять $Z = 0$, то $T = 6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Примерно такая температура была реально зафиксирована на «нейтральном слое» (на глубине 20–30 м) при термозондировании.

С помощью регрессионной зависимости было также рассчитано значение среднего геотермического градиента в интервале глубин скважинных измерений (21,8 мК/м). На боковых границах области моделирования соблюдалось условие отсутствия латерального оттока тепла, т. е. $\partial T / \partial x = 0$.

Таблица 1 – Теплофизические свойства комплексов пород земной коры в Прикаспийской впадине

Структурно-формационный комплекс	Температуропроводность, $\text{п} \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$	Теплопроводность, $\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$	Теплогенерация, $\text{мкВт}/\text{м}^3$
Надсолевой комплекс терригенных пород	5,0	2,0	1,5
Каменная соль	12,0	5,3	0,4
Подсолевой комплекс терригенных пород	7,0	2,3	1,3
Метаморфический комплекс ($V_{\text{ср}} = 6,6 \text{ км/с}$)	8,0	2,5	1,5
Геофизический гранитно-метаморфический слой	6,0	2,5	1,8
Геофизический базальтовый слой	8,0	2,9	0,3
Эклогиты	10,0	3,2	0
Верхняя мантия	10,0	3,4	0

Построение трёхмерной матрицы температур основано на объёмной интерполяции всех полученных численных данных, т. е. измерений по скважинам и расчётных геотермических данных по сейсмическим профилям. Как показало сравнение эмпирических и расчётных данных для скважин, лежащих на линии профилей, или для створов пересечений профилей, невязка в определении глубины нахождения одноименных изотерм весьма невелика. Она составляет всего $\pm 50 \text{ м}$ при глубинах до 5 км или $\pm 150 \text{ м}$ при глубинах до 40 км . Таким образом, относительная погрешность модельной аппроксимации фактических данных не превышает 1% .

Температуры в земной коре до глубины 50 км проявляют ту же тенденцию, что и в интервале бурения скважин, т. е. они плавно увеличиваются в юго-западном направлении (см. рис. 9, В). В восточной части впадины на границе М температура составляет 400°C , т. е. такая же, как и под складчатыми сооружениями Южного Урала и Мугоджар [32], а в Центрально-Прикаспийской депрессии, и особенно в районе Южной Эмбы, на границе М достигается температура $450\text{--}500^\circ\text{C}$.

От меридиана Мугоджар в западном направлении изотермы, поднимаясь, образуют несколько куполов, вершины которых приурочены к районам Южной Эмбы, сора Мертвый Култук и Северного Мангышлака, а также Астраханского и Бузулукского сводовых поднятий (рис. 10). Заметим, что отмечавшаяся нами ранее пространственная корреляция температурных куполов и зон промышленной нефтегазности проявляется и в данном случае, так как названные районы России и Республики Казахстан – это районы интенсивной добычи углеводородного сырья.

Припятский бассейн. Припятский субширотный бассейн расположен в одноименном прогибе между Белорусской и Воронежской антеклизми и разделяющей их Жлобинской седловиной – на севере и Украинским щитом – на юге. Протяжённость его составляет 280 км и ширина до 150 км . Он входит в состав планетарного пояса разломов – Сарматско-Туранского линеамента, простирающегося в северо-западном направлении от отрогов Гиссарского хребта на востоке, проходя южнее Прикаспийской впадины, до Подляско-Брестского прогиба – на западе [1, 9]. Этот линеament как бы соединяет два крупнейших соленосных бассейна – Восточно- и Западно-Европейские.

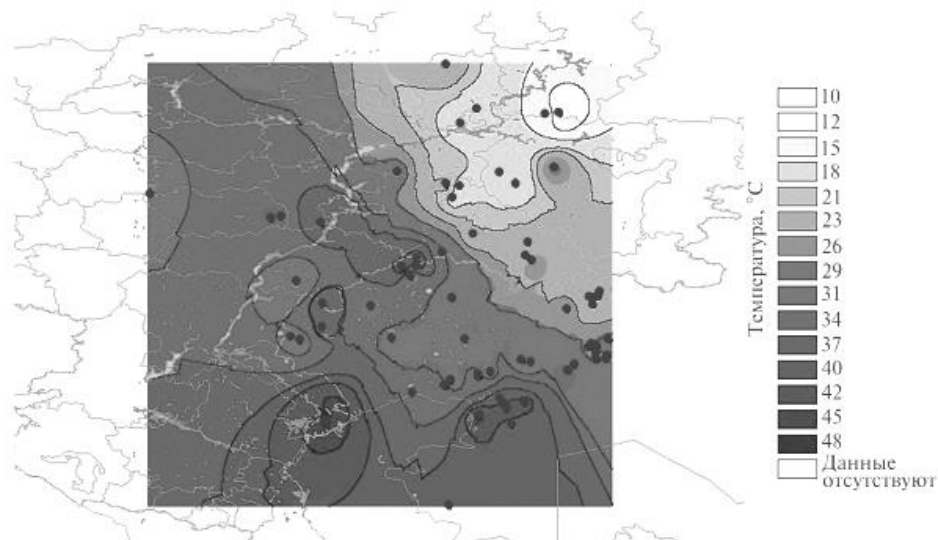


Рисунок 10 – Термотомографический срез на глубине 1 000 м в Волго-Уральской провинции. Цифрами показаны термические купола: 1 – Южно-Эмбинский, 2 – Астраханский, 3 – Бузулукский. Чёрные точки – глубокие скважины.

Припятский прогиб ограничен с севера и юга мантийными разломами. Внутри него также прослеживается ряд субширотных разломов, некоторые из которых, особенно в северной части, имеют мантийную природу [2].

В разрезе чехла выделяются две соленосные толщи верхнедевонского возраста – нижняя и верхняя, разделённые карбонатно-глинистой межсолевой толщей. Наибольшее развитие получила верхнесолевая толща. Её максимальная мощность, достигающая 3 км, установлена вблизи северного борта прогиба [2]. В центральной части мощность колеблется от 0,6 до 2,5 км, на юге она составляет 0,7–2 км. Мощность нижней соленосной толщи в несколько раз меньше, чем верхней. Верхняя солевая толща, в отличие от нижней, характеризуется ярко выраженной соляной тектоникой с хорошо развитыми соляными куполами, штоками и валами.

Геотермическая характеристика прогиба основывается на многочисленных измерениях температуры в скважинах (более 200 глубоких скважин). Основная часть скважин располагается в северной зоне прогиба. В меньшей степени изучен юг рассматриваемой структуры. В большинстве из них выполнен расчёт теплового потока [26, 38]. Авторы этих работ отмечают различие теплового потока в южной и северной частях прогиба: в южной прибортовой зоне он составляет в среднем 45–50 мВт/м², а в северной – 60–75 мВт/м².

Причины различия фоновых значений тепловых потоков в северной и южной частях прогиба обсуждаются в работе [38]. Авторы придают большое значение процессам рефракции теплового потока в условиях структурно-теплофизических неоднородностей и считают этот фактор решающим при объяснении латеральных вариаций в пределах одной и той же зоны. Например, на Речицком и Первомайском соляных куполах над апикальной зоной и в прибортовых частях куполов тепловой поток достигает соответственно 124 и 106 мВт/м² при фоновом тепловом потоке для всей зоны – 75 мВт/м².

Однако, рассматривая вариации фонового теплового потока между зонами, можно отметить различный вклад радиогенной теплогенерации и разную степень проницаемости глубинных разломов для флюидов, создающих дополнительный ад-

вективный приток тепла. Расчёты вклада радиогенного тепла показывают, что в северной части прогиба он составляет 29 мВт/м^2 , а в южной – 13 мВт/м^2 . Такие заметные различия радиогенной компоненты теплового потока объясняются, во-первых, величиной удельной теплогенерации ($0,5\text{--}1,0$ – в южной зоне, $1,5\text{--}2,0 \text{ мкВт/м}^3$ – в северной), во-вторых – утолщением гранитно-метаморфического слоя коры, дающего основной вклад в радиотеплогенерацию, именно в северной зоне прогиба. Остальная и большая часть фоновой величины теплового потока генерируется за счёт его поступления из мантии и из нижней коры по проницаемым глубинным разломам, частота встречаемости которых в северной части прогиба заметно выше. Судя по геофизическим данным, эти глубинные разломы дренируют мантию.

В Припятском бассейне отчётливо видна связь соляных структур с разломами подсолевого ложа [2]. Подавляющее большинство верхнефранских и верхнефаменских соляных поднятий являются приразломными, располагаясь в поднятых крыльях разломов.

Важно отметить, что нефтяные месторождения приурочены к глубинным разломам субширотной ориентации и сосредоточены главным образом в пределах аномалии высоких тепловых потоков северной зоны.

Впервые на взаимосвязь нефтеносности осадочного чехла и геотемпературного поля обращено внимание в работе «Тектоника запада Волосточно-Европейской платформы», изданной под ред. Р. Г. Гарецкого в 1990 г. Авторы отмечали заметное повышение температур в Северной разломной зоне по сравнению с Южной бортовой разломной зоной. Это превышение по данным термометрии скважин составляло $20\text{--}25^\circ\text{C}$ на одноименных глубинах. В пределах самой Северной разломной зоны температура возрастает с запада на восток.

Количественная оценка температурного поля в Припятском бассейне проведена нами на основе трёхмерного моделирования геотемпературного поля, технология которого была описана выше. Основой для построения 3D-моделей явились данные о температурах в скважинах и теплопроводности горных пород разреза [4, 26, 38]. Теплофизическая структура задавалась на основании результатов сейсмических профилирования и зондирования методами ГСЗ и МОВ–ОГТ вдоль серии профилей субмеридионального простирания [8, 47].

Детальная изученность теплового потока и радиогенной его компоненты позволила задать на нижнюю границу области моделирования (глубина 6 км) редуцированный тепловой поток в соответствующих структурно-формационных зонах, а внутри области моделирования – распределение источников радиогенного тепла. На верхней границе, совпадающей с уровнем «нейтрального слоя», задавалась среднегодовая температура (8°C) по данным скважинных измерений.

На рис. 11 показана 3D-температурная модель верхней части земной коры Припятского бассейна, а также расположение глубинных разломов и локализация нефтяных месторождений. Ясно выражена тенденция увеличения температур в северном направлении. Так, на глубине 4 км в южной части прогиба температура составляет $45\text{--}50^\circ\text{C}$, а в северной его части – $65\text{--}70^\circ\text{C}$. На глубине 6 км – $65\text{--}70^\circ\text{C}$ и $85\text{--}90^\circ\text{C}$, соответственно. Экстраполируя температуру в глубину, можно показать, что катагенетические температурные условия для нефти ($T = 140^\circ\text{C}$) в северной части прогиба будут встречены на глубине $8,5\text{--}9,0$ км.

Таким образом, мы констатируем ту же тенденцию распределения температур в земной коре, которая была описана в Баренцевоморской и Прикаспийской впади-

нах: локализация нефтяных месторождений приурочена к «температурному куполу» – зоне подъёма изотерм в осадочном чехле (см. рис. 11).

В Припятской впадине «температурный купол» генетически связан с расположением глубинных разломов, по которым происходит дополнительный тепломассоперенос [21]. Отсюда следует, что вероятной причиной формирования тепловых аномалий является поступление глубинных углеводородсодержащих флюидов по проницаемым разломам. Это обуславливает более высокий фоновый тепловой поток в северной части Припятского бассейна по сравнению с Прикаспийским бассейном, где признаков адвективного тепломассопереноса в настоящий момент не отмечается.

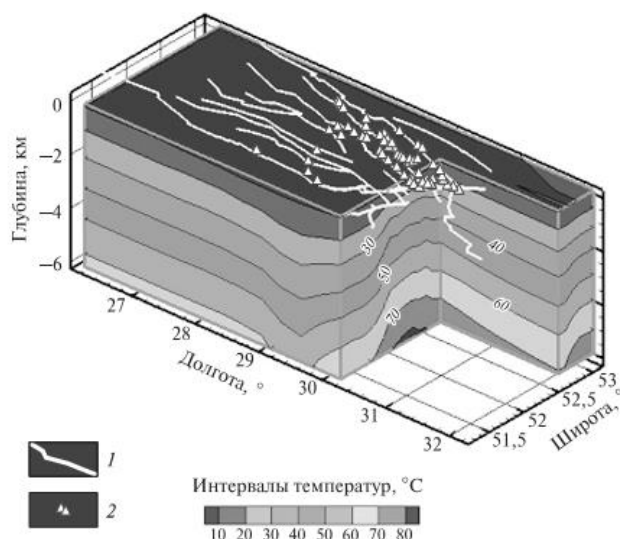


Рисунок 11 – 3D-температурная модель земной коры Припятской впадины
1 – простираение глубинных разломов; 2 – месторождения нефти

Северо-Германский бассейн. Северо-Германский бассейн занимает среднюю часть Центрально-Европейского нефтегазоносного бассейна (ЦЕНБ). В его строении принимают участие фанерозойские отложения мощностью до 12–14 км. В подошве осадочного чехла залегают терригенно-карбонатные отложения девонского возраста, которые сменяются нижнекаменноугольными карбонатными породами. Верхний карбон и нижняя пермь представлены терригенными, часто красноцветными (Rotliegende) и грубозернистыми отложениями. Верхнепермские образования (Zechstein) сложены в низах терригенными или карбонатными породами, которые сменяются ангидритами или доломитами, далее каменной солью и ангидритами. Наиболее развита каменная соль в отложениях штрассфуртской свиты [48].

Для впадины в целом характерно развитие солянокупольных дислокаций (с солями цехштейнового (верхнепермского) возраста), образующих иногда протяжённые, выходящие на поверхность, линейно вытянутые соляные хребты [41].

Северо-Германская впадина имеет сложную структуру, обусловленную пересечением на её месте двух различных по направлению и времени проявления тектонических дислокаций (рейнской и герцинской), сопровождающихся значительными изменениями мощностей меловых, юрских и триасовых отложений и резким угловым несогласием в их залегании. Впадина имеет асимметричный профиль. Здесь

мощность палеозойских отложений достигает 5 км, мезозойских – превышает 8 км. Для триасовых отложений характерны мощные (до 100 м) пачки каменной соли [6].

Нефтегазоносность Северо-Германской впадины охватывает широкий стратиграфический интервал. Углеводороды обнаружены в палеогеновых, меловых, юрских, триасовых, пермских и каменноугольных отложениях. Отчётливо прослеживается преимущественная приуроченность газовых скоплений к пермским, триасовым, в меньшей степени – каменноугольным отложениям, что обуславливает появление во впадине пространственной зональности в размещении нефтяных и газовых залежей.

В пределах административных границ Германии обнаружено несколько десятков в основном мелких месторождений нефти и газа. Месторождения нефти расположены в северной (месторождения Райнкенхаген, Гриммен, Лютов), юго-восточной (Губбен, Любен, Штааков) и юго-западной (Фаллштейн) частях Северо-Германской впадины, а газа – в юго-восточной части [46].

Наиболее крупный погребённый Нижнесаксонский прогиб расположен на юге Северо-Германской впадины. Прогиб выражен лишь в отложениях от верхнего триаса до нижнего мела и особенно резко – в верхнеюрских породах. На западе Нижнесаксонский прогиб замыкается на месте северо-восточного погружения Центрально-Нидерландского поднятия (склон Эмсланд), в пределах которого мощность юрских и триасовых отложений значительно сокращается [41]. В средней части ЦЕНБ, на востоке Германии, расположена наиболее низменная часть Северо-Германской впадины. Здесь в разрезах скважин вскрываются недислоцированные каменноугольные, девонские и ордовикские отложения.

Структура польской части бассейна определяется сочленением здесь докембрийской платформы (Балтийская синеклиза) на северо-востоке с эпигерцинской (Северо-Германская впадина) на юго-западе. Зона сочленения выражена погребённым краевым прогибом, примыкающим на северо-востоке к Балтийской синеклизе, и Среднепольским складчатым валом, выход которого на поверхность выражен на юго-востоке Свентокшискими горами. Рассматриваемая часть бассейна сложена преимущественно мезозойскими (мощность до 8 км) и палеозойскими (более 12 км) отложениями. Для разреза палеозойских отложений характерны мощные толщи (2 500 м) соленосной перми. Большая часть выявленных в бассейне месторождений расположена в пределах Предсудетской моноклинали, где находится 25 газовых (Отынь, Сенковице, Чеклин и др.) и шесть нефтяных и газонефтяных (Рыбаки, Поленцко, Нова-Суль и др.) месторождений, открытых после 1960 г. Продуктивны верхнепермские известняки и доломиты, и нижнепермские песчаники.

Месторождения углеводородов пространственно тяготеют к зонам геотермических аномалий, т. е. проявляется та же тенденция, что и в ранее рассмотренных бассейнах. Однако следует учесть, что в целом тепловой поток на территории ЦЕНБ выше, чем в Припятском, Прикаспийском и Баренцевоморском бассейнах. По данным Я. Майоровича [45], фоновый тепловой поток здесь составляет 80–85 мВт/м², в то время как в остальных бассейнах на этом уровне были аномальные значения.

Для количественной характеристики глубинного температурного режима Северо-Германского бассейна нами построены 3D-геотемпературные модели (рис. 12). Основой для их построения явились данные о температурах в скважинах и теплопроводности пород разрезов, а также данные о структурно-геологической обстановке вдоль профилей ГСЗ.

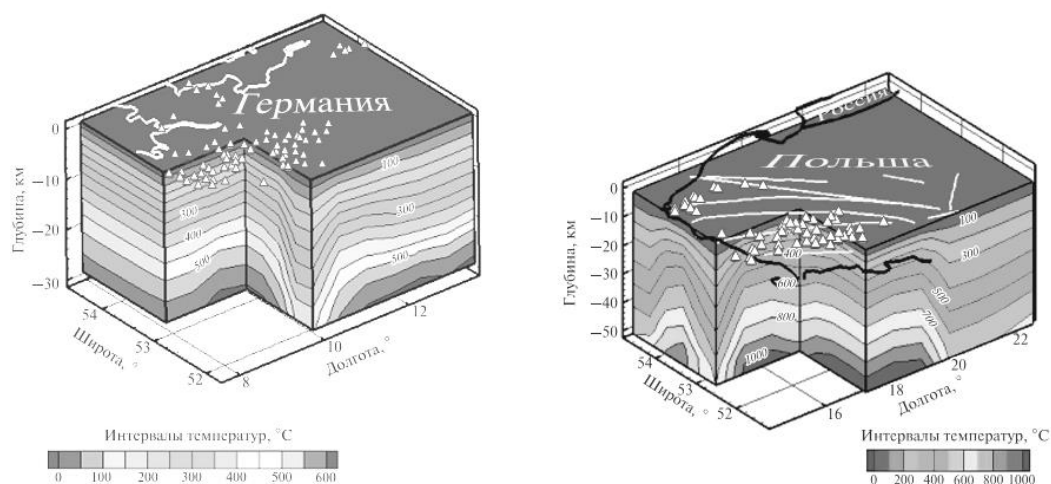


Рисунок 12 – 3-D температурные модели западной (слева) и восточной (справа) частей Северо-Германской впадины
Треугольники – локализация месторождений углеводородов

Моделирование распределения теплового потока и глубинных температур профиля, простирающегося вдоль Предсудетской моноклинали в северо-восточном направлении на территории Польши, показывает заметное повышение теплового потока (до 100 мВт/м²) и появление «термических куполов» в температурном разрезе [36]. Эти аномалии приурочены к восточной, «польской части» Северо-Германской впадины, насыщенной солянокупольными структурами и связанными с ними месторождениями углеводородов. Падение теплового потока до фоновых значений происходит лишь на отметке 450 км, где соляные купола уже не встречаются. Именно это место, по мнению [40], рассматривается как граница между кристалликумом Восточно-Европейской платформы и восточной окраиной ЦЕНБ.

Катагенетический температурный интервал преобразования органического вещества в геотермических аномальных зонах находится на глубинах 3,0–4,5 км (табл. 2), что весьма благоприятно для концентрации здесь месторождений углеводородов. Мы не исключаем возможности нахождения углеводородов и в северо-восточной части ЦЕНБ, за пределами солянокупольной зоны, но здесь интервал катагенеза расположен уже на глубинах 6,0–6,5 км.

Трёхмерные модели глубинных температур для западной и восточной частей Северо-Германской впадины (см. рис. 12) демонстрируют наличие ярко выраженных «термических куполов», приуроченных к разломам и зоне соляных куполов, где наблюдается наибольшая концентрация нефтяных месторождений.

Таблица 2 – Сравнение глубинных температур в Прикаспийском, Припятском и Северо-Германском бассейнах, °C

Глубина, км	Прикаспийский	Припятский	Северо-Германский	
			восточная часть	западная часть
0–5	8–104/42	8–74/37	9–242/87	9–165/86
5–10	46–159/105	–	106–397/215	93–306/214
10–20	95–274/192	–	194–612/366	168–477/343

Примечание. В числителе – минимальное и максимальное значения температур, в знаменателе – среднее.

Заключение и выводы

Технология термической томографии использует современные программные и аппаратные средства для численного моделирования геолого-геофизической эволюции бассейнов осадконакопления. Практическое значение термотомографической методики применительно к осадочным бассейнам заключается в нахождении температурных границ, контролирующих генерацию углеводородов – их катагенетическое преобразование. Таким образом, зная глубину и локализацию температурных условий катагенеза органического вещества в объёмной геометрии, можно говорить о скоплении углеводородов при наличии соответствующих структур-ловушек.

Термотомография выявляет характерные формы распределения температурного поля, контролирующие локализацию месторождений нефти и газа. Впервые обнаружены неизвестные ранее термические структуры – изометричные «термические купола», представляющие собой куполообразный подъём изотерм. Выявлена приуроченность промышленных месторождений углеводородов именно к этим куполам. Таким образом, 3D-геотермические модели обусловили появление дополнительного поискового признака при разведке углеводородов на акваториях и на суше.

Метод термотомографии может применяться при любом масштабе исследований – от всего осадочного бассейна, соответствующего региональному масштабу, до локальной структуры. В первом случае он может рассматриваться как прогнозный, а во втором – как поисково-разведочный. Появилось доказательство возможности ограничения района поисков месторождений зоной распространения термического купола, что даёт значительную экономию средств при поисково-разведочных работах, особенно, на акваториях.

Применение предложенной методики прогнозирования нефтегазоносности на суше и на шельфовых акваториях имеет стратегическое значение для России, так как при существенной экономии капиталовложений может обеспечить рост сырьевого потенциала страны, экономическую стабильность и, в конечном итоге, устойчивое развитие общества.

Работа выполнена при финансовой поддержке госбюджетной темы № 0135-2019-0040, гранта РФФИ № 19-05-00014 и Программ Президиума РАН №№ 47 и 49.

Библиографические ссылки

1. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Синичка А. М. Сарматско-Туранский линеймент земной коры // Проблемы теорет. и регионал. тектоники. М.: Наука, 1971. С. 41–51.
2. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Карабанов А. К. и др. Разломы земной коры Беларуси. Минск: Красико-Принт. 2007. 372 с.
3. Арктика на пороге третьего тысячелетия (ресурсный потенциал и проблемы экологии) / Гл. ред. И. С. Грамберг, Н. П. Лаверов, Д. А. Додин. СПб.: Наука, 2000. 247 с.
4. Атрощенко П. П. Геотермические условия северной части Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1975. 104 с.
5. Булин Н. К., Егоркин А. В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: ГЕОН, 2000. 194 с.
6. Буритар М. С. География и геология нефти и газа СССР и зарубежных стран. М.: Недра. 1979. 379 с.
7. Волож Ю. А. Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейсмостратиграфического анализа): автореф. док. дисс. М.: ГИН АН СССР, 1991. 49 с.
8. Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е., Астапенко В. Н. и др. Литосфера белорусской части геотрансекта Eurobridge // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып.1. С. 4–12.

9. Геология Беларуси / А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкий, А. В. Матвеев и др. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. С. 157–272.
10. Геотермическая карта СССР / Под ред. Ф. А. Макаренко. М.: ГУГК СССР, ГИН АН СССР, 1972.
11. Гидрогеотермические условия Арало-Каспийского региона. Алма-Ата: Наука, 1977. 184 с.
12. Государственная геол. карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-38-40-Колгуев. Объясн. зап. / Под ред. Б. Г. Лопатина. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 203 с.
13. Грамберг И. С., Супруненко О. И., Вискунова К. Г. и др. Нефтегазоносность Западно-Арктического шельфа России (углеводородные системы, ресурсы, направления работ) // Материалы Всеросс. конф. «300 лет рос. геол. службы». СПб., 2001. Кн. 3. С. 30–31
14. Дальян И. Б., Посадская А. С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1972. 192 с.
15. Дальян И. Б., Сыдыков Ж. С. Геотермические условия восточной окраины Прикаспийской впадины // Сов. геология. 1972. № 6, С. 126–131.
16. Дружинин А. В. О связи между геотермическим режимом осадочной толщи и строением кристаллического фундамента // Геология нефти и газа. 1961. № 3. С. 20–25.
17. Жеваго В. С. Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 253 с.
18. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твёрдых тел. М.: Наука, 1964. 487 с.
19. Ковнер С. С. К теории термической разведки // Докл. АН СССР. 1941. Т. 32, № 6. С. 398–400.
20. Ковнер С. С. Расчёт величины термической аномалии антиклинали // Докл. АН СССР. 1947. Т. 56, № 5. С. 473–476.
21. Кудельский А. В., Бурак В. М. Газовый режим Припятского прогиба. Минск: Наука и техника. 1982. 328 с.
22. Неволин Н. В., Ковылин В. М., Масляев Г. А. и др. Геолого-геофизическое моделирование нефтегазоносных территорий. М.: Недра, 1993. 206 с.
23. Никитин Д. С., Хуторской М. Д. Первые измерения теплового потока на архипелаге Новая Земля // Докл. АН. 2018. Т. 478, № 6. С. 692–696.
24. Николаев А. В. Проблемы геотомографии // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 4–38.
25. Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. 175 с.
26. Пархомов М. Д. Тепловой режим Припятского прогиба // Сейсмические и геотермические исследования в Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1985. С. 124–130.
27. Пуцаровский Ю. М. Нелинейная геодинамика: Кредо автора // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.
28. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.
29. Спичак В. В. Магнитотеллурические поля в трёхмерных моделях геоэлектрики. М.: Науч. мир. 1999. 204 с.
30. Тараканов Ю. А. Гравитационная томография // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 236–265.
31. Устинов Н. В., Покровская И. Е. Верхнеюрские «чёрные глины» Баренцевоморского шельфа // Геол. строение и нефтегазоносность Арктических морей России. СПб., ВНИИОкеангеология, 1994. С. 19–29
32. Хуторской М. Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 328 с.
33. Хуторской М. Д., Подгорных Л. В., Грамберг И. С., Леонов Ю. Г. Термотомография Западно-Арктического бассейна // Геотектоника. 2003. № 3. С. 79–96.

34. Хуторской М. Д., Антипов М. П., Волож Ю. А., Поляк Б. Г. Температурное поле и трёхмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины // Геотектоника. 2004. № 1. С. 63–72.
35. Хуторской М. Д., Вискунова К. Г., Подгорных Л. В. и др. Геотемпературная модель земной коры Баренцева моря: исследования вдоль геотраверсов // Геотектоника. 2008. № 2. С. 36–54.
36. Хуторской М. Д., Тевелева Е. А., Цыбуля Л. А., Урбан Г. И. Тепловой поток в солянокупольных бассейнах Евразии – сравнительный анализ // Геотектоника. 2010. № 4. С. 3–19.
37. Хуторской М. Д., Ахмедзянов В. Р., Ермаков А. В. и др. Геотермия арктических морей. М.: ГЕОС. 2013. 258 с.
38. Цыбуля Л. А., Левашикевич В. Г. Тепловой поток в Припятском прогибе и причины его неоднородности // Геол. журн. 1990. № 4. С. 20–38.
39. Цыбуля Л. А., Левашикевич В. Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты, 1992. 114 с.
40. Bayer U., Scheck, M., Rabbel W. et al. An integrated study of the NE-German Basin // Tectonophysics, 1999. Vol. 314. P. 285–307.
41. Clausen O. R., Pedersen P. K. The Triassic structural evolution of the southern margin of the Ringkøbing-Fyn High, Denmark // Marine and Petroleum Geology, 1999. Vol. 16. P. 653–665.
42. Drachev S. S., Malyshev N. A., Nikishin A. M. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview // Petroleum Geology Conf. Ser. 2010. Vol. 7. P. 591–619.
43. Dziewonski A. M. Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P-velocity up to degree and order 6 // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 5929–5952.
44. Dziewonski A. M., Anderson D. L. Seismic tomography of the Earth's interior // Amer. Sci. 1984. Vol. 72, N 5. P. 483–494.
45. Majorowicz J. A., Čermak V., Šafanda J. et al. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE-97 seismic experiment // Physics and Chemistry of the Earth. 2003. N 28. P. 375–391.
46. Mazur S., Scheck-Wenderoth M. Constraints on the tectonic evolution of the Central European Basin System revealed by seismic reflection profiles from Northern Germany // Netherlands J. of Geosciences – Geologie en Mijnbouw (84 – 4), 2005. P. 389–401.
47. Thibo H., Janik T., Omelchenko V. D. et al. Upper lithosphere seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile // Tectonophysics. 2003. Vol. 371. P. 41–79.
48. van Wees J. D., Stephenson R. A., Ziegler P. A. et al. On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe // Marine and Petroleum Geology. 2000. Vol. 17. P. 43–59.

УДК 553.041

К ИНТЕГРАЦИИ БИОГЕННОЙ И АБИОГЕННОЙ КОНЦЕПЦИЙ НЕФТЕГЕНЕЗА: АНАЛИЗ СОВОКУПНОСТИ ЭМПИРИЧЕСКИХ ДАННЫХ, РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ПОИСКУ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

М. В. Родкин

Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
ул. Профсоюзная 84/32, 117997 Москва, Российская Федерация
Институт проблем нефти и газа РАН,
ул. Губкина 3, 119333 Москва, Российская Федерация; rodkin@mitp.ru

Практические нужды поиска новых месторождений углеводородов (далее УВ) обуславливают затребованность моделей, могущих служить надёжным ориентиром