

М.Д. Хуторской¹, Е.А. Тевелева¹, Л.А.Цыбуля¹, Г.И. Урбан²¹Геологический институт РАН, Москва, Россия, mkhutorskoy@ginras.ru²БелНИГРИ, Минск, Беларусь, urbanstrike@tut.by

ТЕПЛОЙ ПОТОК В СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ БАСЕЙНАХ ЕВРАЗИИ – СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Анализируется распределение геотермического поля в Прикаспийской, Припятской и Северо-Германской впадинах. Эти структуры характеризуются широким распространением эвапоритовых толщ позднепалеозойского возраста, которые испытали галокинез из-за тектонической и гравитационной неустойчивости, что привело к формированию соляных куполов и штоков. На границе куполов и вмещающих пород происходит рефракция теплового потока, обусловленная контрастом теплопроводности между эвапоритами и терригенными породами межкупольных зон. Это главная причина изменчивости теплового потока по латерали и по глубине в солянокупольных бассейнах. Отмечена тесная пространственная корреляция зон повышенных температур в недрах осадочных пород с проявлениями нефтегазоносности, что подтверждается результатами 2D- и 3D-моделирования геотермического поля. Отмечавшаяся ранее связь локализации месторождений нефти и газа с глубинными разломами в пределах изученных впадин, создает предпосылки для рассмотрения геотермического поля как генетического фактора, формирующего тектонические и ресурсные особенности солянокупольных бассейнов.

Ключевые слова: геотемпературное поле, тепловой поток, теплопроводность, солянокупольный бассейн, моделирование, нефтегазоносность.

Соленосные толщи составляют значительный объем осадочных отложений многих седиментационных бассейнов мира. Это уникальные по генезису и условиям залегания толщи, интенсивное формирование которых происходило на протяжении всего фанерозоя: от кембрия до современного времени. Около половины нефтегазоносных областей приурочены к солеродным бассейнам. В их пределах широко распространены также термальные и промышленные воды и рассолы, сосредоточены колоссальные объемы галита и сильвинита, отмечаются месторождения серы, гипса и других полезных ископаемых. Совершенно понятно, почему, несмотря на длительную историю и достигнутые успехи в изучении солеродных

бассейнов, интерес к их теоретическому изучению и практическому освоению всё возрастает. Важное место в этих исследованиях принадлежит геотермии.

В данной работе мы рассмотрели особенности теплового поля и его связь с историей развития и нефтегазоносностью трех солеродных бассейнов Северной Евразии: Прикаспийского, Припятского и Северо-Германского. Они наиболее полно изучены методами бурения и геофизическими методами, в том числе, геотермическими.

В осадочном чехле этих бассейнов вскрыты эвапориты девонского (Припятская впадина) и пермского (Прикаспийская, Северо-Германская впадины) возраста, имеющие форму куполов и штоков вследствие тектонической

Окончание статьи Л.М. Ситдиковой, О.Г. Сониной «Петроструктурные исследования пород...»

Изучение вещественного состава и выявления существующей анизотропии физических свойств зон стрессовых напряжений Татарского свода имеет большое научное и практическое значение для построения адекватных моделей строения земной коры и интерпретации комплекса ГИС глубоких и сверхглубоких скважин, а также для интерпретации результатов региональных геофизических и сейсмогеологических исследований, полученных, в частности, методом ОГТ и широко используемых в настоящее время для изучения глубоких горизонтов земной коры.

Литература

- Елисеев Н.А. Метаморфизм. М. Недра. 1963. 387-388.
 Изотов В.Г. Основные типы пород и их петрографическая характеристика. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. Казань: Дента. 1996. 215-250.
 Муслимов Р.Х. Потенциал фундамента нефтегазоносных бассейнов – резерв пополнения ресурсов углеводородного сырья в XXI веке. *Георесурсы*. 4(12). 2003. 2-5.
 Саранчина Г.М. Федоровский метод. Изд. ЛГУ. 1963.
 Сейферт К. Структурная геология и тектоника плит. Мир. 1991.
 Ситдилов Б.С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань: Изд-во Каз. ун-та. 1968. 435.
 Ситдикова Л.М. Зоны деструкции кристаллического фундамента Татарского свода. Изд. КГУ. 2005. 146.
 Трофимов В.А. Сейсморазведка МОГТ при изучении строения докембрийского фундамента Русской плиты. М. Недра. 1994. 90.
 Ферберн Х.В. Структурная петрология деформированных горных пород. ИЛ. 1949.

L.M.Sitdikova. O.G. Sonina. **Petrographic analysis of basement rocks of South Tatarstan arch.**

For definition of directions of dynamic pressure of the crystal base rocks of the Tatar arch the structurally-petrographic analysis of orientation of the quartz grains was carried out. Such an orientation arises under the influence of tectonic stress. Petrostructural analysis was carried out by means of E.S.Fedorov's theodolite table. Quartz grains in metamorphic rock mass are the most sensitive indicator of orientation of stressful pressure. The received results allow to reveal an exact azimuth direction of zones of tectonic intensity in rocks of the base. Tectonic pressure in structure of the Tatar arch proceeded under primary influence of subhorizontal tension.

Keywords: geodynamics, evolution, base, tectonics, stressful pressure, rock, quartz, theodolite method, grains orientation, Wolf grid, optical indicatrix.

Ольга Геннадьевна Сониная

студент каф. региональной геологии и полезных ископаемых. Научные интересы: петрология, минералогия глубоких горизонтов земной коры, рентгенография и электронная микроскопия наноминеральных комплексов зон деструкций и нефтеносных формаций.

Казанский государственный университет. 420008, Россия, Казань, ул. Кремлевская, 18. Тел./Факс (843)238-84-71.

и гравитационной неустойчивости. Они представлены в основном каменной солью с редкими включениями сульфатов и прослоями разной мощности сульфатно-терригенных пород – аргиллитов, песчаников и ангидритов. Углы падения на бортах этих куполов изменяются от нескольких градусов до 75° . Местами соль полностью выжата из межкупольных зон и перемещена в тело соляных массивов.

Купола, как правило, прорывают вышележащие отложения. В одних случаях из-за прекращения роста куполов вышележащие породы остаются в горизонтальном залегании, в других – рост продолжается и образуется флексуриобразный наклон надсолевых слоев, форма которого зависит от продолжительности и скорости подъема соли. Говоря о форме куполов в плане, можно установить, что их округлая форма характерна для центральных частей впадин, а удлиненная – для ее бортовых зон (Журавлев, 1972).

Теплопроводность каменной соли очень высока $5,0 - 5,5 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$, значительно превышая теплопроводность вмещающих терригенных пород – $1,6 - 2,0 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$. Такой сильный контраст теплопроводности при сосуществовании со структурно-геологическими неоднородностями обуславливает заметное перераспределение глубинного теплового потока. Он концентрируется в теле соляных куполов и, соответственно, разряжается в межкупольных зонах.

Таким образом, рефракция теплового потока – эта главная причина неоднородности теплового поля в солянокупольных впадинах. Анализируя эмпирические данные, можно видеть, что положительные аномалии теплового потока над соляными куполами создаются, в основном, за счет структурно-теплофизических неоднородностей и присутствия «теплопроводов» – толщ каменной соли. Количественные оценки других возможных причин появления аномалий (генерация тепла за счет радиоактивного распада и экзотермических реакций, выделение тепла при трении во время роста куполов, а также за счет теплопереноса при галокинезе) показали, что их влияние, пересчитанное в значения теплового потока, не превышает погрешности наблюдений.

Проведем более подробный анализ геотермического поля каждого из бассейнов.

Прикаспийский бассейн

Бассейн традиционно выделяется в границах солянокупольной области. Его северо-западным ограничением служит предкунгурский тектоно-седиментационный уступ с амплитудой до 1500 м, который протягивается в субмеридиональном направлении от г.Котельниково на юге 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 (Хуторской и др., 2004). В этих границах впадина сформировалась как замкнутый бассейн только к концу ранней перми, когда были образованы орогенный пояс Урала на ее восточных границах и инверсионное поднятие на месте Донбасс-Туаркырской рифтовой системы. До этого западная половина впадины была составной частью осадочного бассейна, непрерывно развивавшегося с позднего рифея, а юго-восточная часть являлась вплоть до начала девона частью крупной орогенной области. В девоне и раннем карбоне

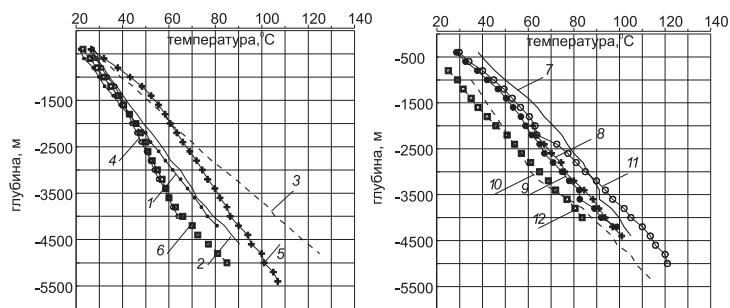


Рис. 1. Термограммы некоторых глубоких скважин в Прикаспийской впадине. Скважины: 1 – Блассай-89п; 2 – Каратюбе-34; 3 – Каратюбе-35; 4 – Кумсай-2; 5 – Бишкжал-СГ2; 6 – Курсай-4; 7 – Терескен-1п; 8 – Тепловская-1п; 9 – Зап.-Тепловская-2п; 10 – Ташлинская-25п; 11 – Аралсорская-СГ1; 12 – Хобдинская-1.

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.

Геотермические исследования в скважинах Прикаспийской впадины начали проводиться еще в довоенные годы при разведке Южно-Эмбинской нефтеносной провинции. Здесь, на месторождениях Доссор, Таскудук, Макат, Сагиз и некоторых других в 1938 – 1940 гг. были измерены температуры в скважинах до глубины 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 (Ковнер, 1941). Несколько позже С.С. Ковнер, на примере Южно-Эмбинских структур (Ковнер, 1947) дал теоретическое обоснование применению терморазведки для поисков погребенных куполов.

Несмотря на массовую термометрию скважин Прикаспийской впадины, обобщений таких данных относительно мало. Можно указать на работы И.Б. Дальяна, Ж.С. Сыдыкова и др. по восточной части впадины (Гидрогеотермические условия..., 1977; Дальян, Посадская, 1972; Дальян, Сыдыков, 1972), В.С. Жеваго – по центральной и восточной частям впадины (Жеваго, 1972), А.В. Дружинина – по западной части (Дружинин, 1961).

Основной объем данных по геотермии региона был собран в процессе подготовки Геотермической карты СССР масштаба 1:5 млн (Геотермическая карта СССР, 1972) и находился в архивах бывшей Лаборатории геотермии Геологического института АН СССР в виде копий термограмм. Этот материал, а также данные, опубликованные позднее, явились основой для наших исследований.

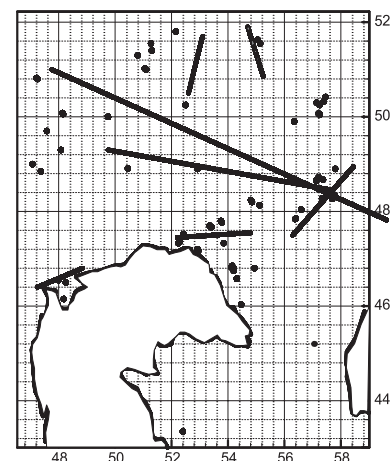


Рис. 2. Схема расположения скважин и профилей ГСЗ, использованных для трехмерного моделирования.

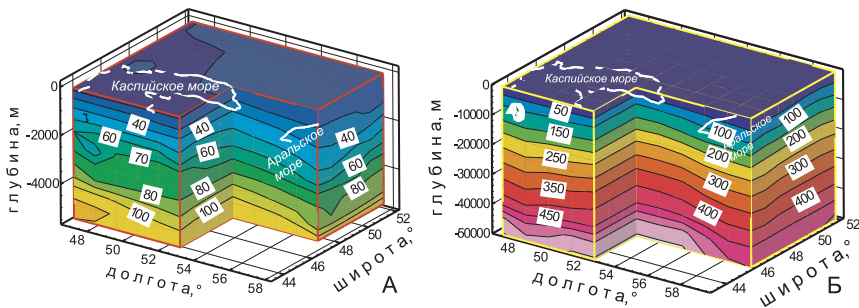


Рис. 3. Трехмерные модели распределения глубинных температур в Прикаспийской впадине: А – в интервале бурения скважин (0–5 км), Б – в земной коре (0–50 км).

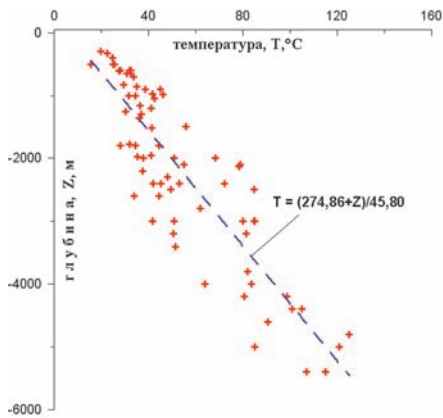


Рис. 4. Зависимость температуры на забое скважин от их глубины.

В результате первичной обработки данных термического каротажа была сделана отбраковка некондиционных наблюдений в невыстоявшихся скважинах, географическая привязка и оцифровка остальных данных, анализ литологических

обстановок, вскрытых скважинами. Все это завершилось созданием базы данных по геотемпературным измерениям с графическим приложением, которая включала информацию о температурах в 115 скважинах региона, в том числе в 16 глубоких (4 и более км) (Рис. 1).

Структурно-теплофизические неоднородности создают в пределах Прикаспийской впадины латеральные и вертикальные вариации геотермического градиента и плотности теплового потока, поэтому оценка их фоновых значений должна идти по пути детального рассмотрения особенностей температурного поля буквально в каждой скважине. Следует также учесть мозаичный характер тектонических неоднородностей во впадине, особенно, в ее наиболее обширной центральной части, выделяемой как Центрально-Прикаспийская депрессия. Здесь купола имеют округлую форму, поэтому применение к ним методов двумерной аппроксимации теплового поля вносит априорную погрешность. В первом приближении двумерная аппроксимация распределения параметров теплового поля возможна лишь в прибортовых частях впадины, где

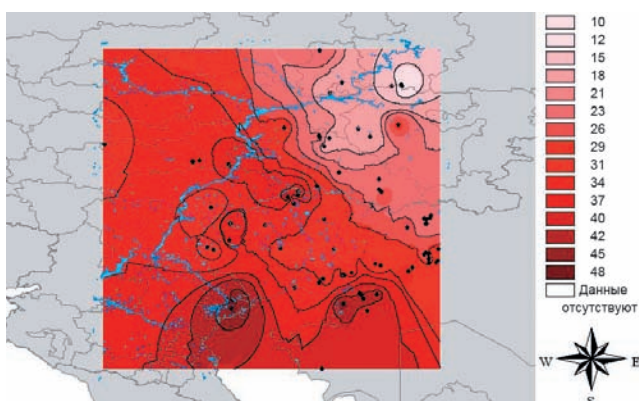


Рис. 5. Распределение температур на глубине 1000 м в Волго-Уральской провинции по данным термометрии скважин.

преобладающие соляные структуры – это соляные валы и гряды (Дальян, Посадская, 1972). В связи с этим, мы применили методы трехмерного моделирования и отображения геотермического поля для всей территории Прикаспийской впадины.

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

Для построения изотерм в трехмерной геометрии были использованы скважины с наиболее надежными (равновесными) данными о распределении глубинных температур. Расположение этих скважин показано на рис. 2.

Метод построения трехмерной картины распределения температур и геотермических градиентов основан на использовании геоинформационной технологии TЕСPLOT v.7.0-10.0 (AMTEC Engineering Inc., USA). В дополнение к ней нами были разработаны специальные модули для конвертации термометрических данных в формат TЕСPLOT (Хуторской и др., 2000). Программа позволяет проводить объемную интерполяцию наблюдаемого поля. Трехмерная интерполяция проводится по сетке произвольной конфигурации. В нашем случае была использована неравномерная сетка, «привязанная» к координатам скважин и к простиранию сейсмических профилей, вдоль которых выполнялись двумерные расчеты глубинных температур (Сейсмические модели..., 1980). Параметры интерполяции задавались так, чтобы избежать необоснованных фактическими данными скачков глубинных температур в межскважинном и межпрофильном пространстве.

Из анализа рис.3А 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°C, а в районе Южной Эмбы и Мангышлака на тех же глубинах – 55 – 60 и 70 – 75°C. Это в первом приближении согласуется с выводом о снижении теплового потока в восточной части впадины, причиной которого являются нестационарные процессы экранирования глубинного теплового потока, проявившиеся

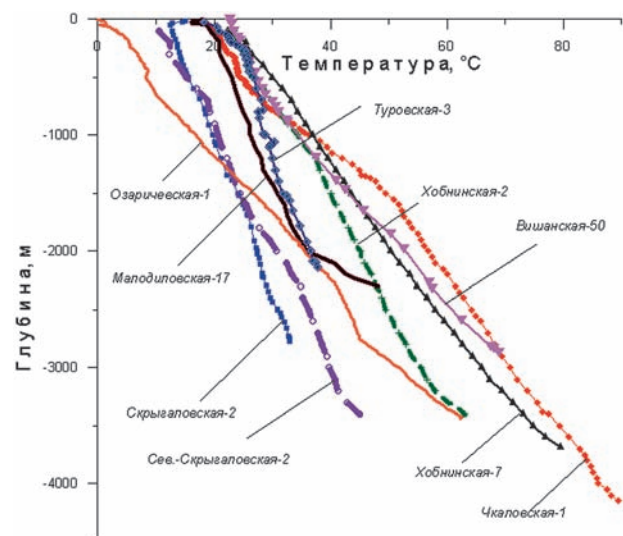


Рис. 6. Термограммы глубоких скважин Приятского бассейна.

на Южном Урале и в Мугоджарах (Хуторской, 1996).

Другая трехмерная температурная модель была рассчитана для интервала глубин 0 – 50 км, включающего всю кору в Прикаспийской впадине (Рис. 3Б). Для ее построения мы использовали данные о структуре и пластовых скоростях сейсмических волн вдоль профилей в пределах впадины (Булин, Егоркин, 2000; Неволин и др., 1993; Осадочный чехол..., 1984; Сейсмические модели..., 1980).

В соответствии с сейсмическим разрезом были приняты значения теплофизических свойств пород, которые использовались для расчета 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 (Волож, 1991). 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 измененному фоновому значению в глубоких скважинах этого региона за вычетом радиогенной теплогенерации в земной коре (Табл. 1). Этот редуцированный тепловой

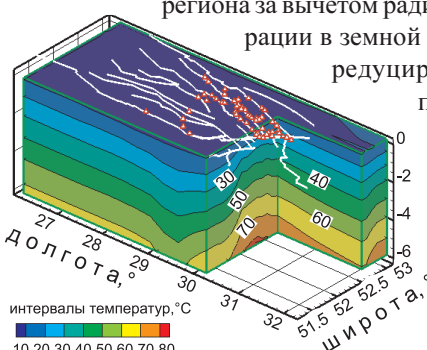


Рис. 7. Температурная модель земной коры Припятской впадины: линиями показано простираение глубинных разломов, треугольники – месторождения нефти.

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 (Рис. 4). Линейный фитинг данных позволил вывести формулу регрессии (Хуторской, Поляк, 2000), связывающую температуру (Т) и глубину забоя (Z): $T = (274,86 + Z) / 45,80$.

Если принять Z = 0, то T = 6°C. Примерно такая температура была реально зафиксирована на «нейтральном слое» (на глубине 20 – 30 м) при термозондировании.

С помощью регрессионной зависимости было 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. $\partial T / \partial x = 0$.

Моделирование проводилось с помощью программного комплекса TERMGRAF, который позволяет в нестационарном режиме с помощью метода конечных элементов рассчитывать глубинные температуры и тепловые потоки при любой геометрии структурных границ и любом количестве теплофизических контрастов (Хуторской, 1996).

*Заметим, что ассоциация линзы высокоскоростных пород с эцлогитами неоднозначна. Есть и другое объяснение существования высокоскоростной линзы, например, появление слэба океанической коры Уральского палеоокеана в низах коры впадины в результате субдукции.

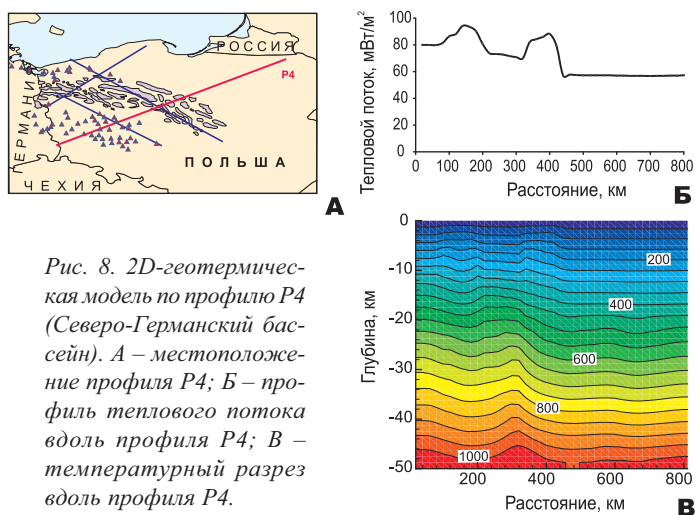


Рис. 8. 2D-геотермическая модель по профилю P4 (Северо-Германский бассейн). А – местоположение профиля P4; Б – профиль теплового потока вдоль профиля P4; В – температурный разрез вдоль профиля P4.

Построение трехмерной матрицы температур основано на объемной интерполяции всех численных данных, т.е. измерений по скважинам и расчетных геотермических данных по сейсмическим профилям. Как показало сравнение эмпирических и расчетных данных для скважин, лежащих на линии профилей или для створов пересечений профилей, невязка в определении глубины нахождения одноименных изотерм весьма невелика, всего ±50 м при глубинах до 5 км или ±150 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 (Рис. 3Б). В восточной части впадины на границе М температура составляет 400°C, т.е. такая же как и под складчатыми сооружениями Южного Урала и Мугоджар (Хуторской, 1996), а в Центрально-Прикаспийской депрессии, и особенно в районе Южной Эмбы, на М достигается температура 450 – 500°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. 5). Заметим, что отмечавшаяся нами ранее пространственная корреляция температурных куполов и зон промышленной нефтегазоносности в Печорском бассейне Баренцева моря и в Южно-Карской впадине (Хуторской и др., 2003),

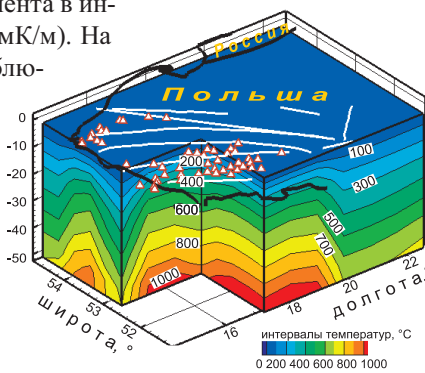


Рис. 9. Температурная модель восточной части Северо-Германского бассейна (Польский бассейн); линиями показано простираение глубинных разломов, треугольники – месторождения нефти.

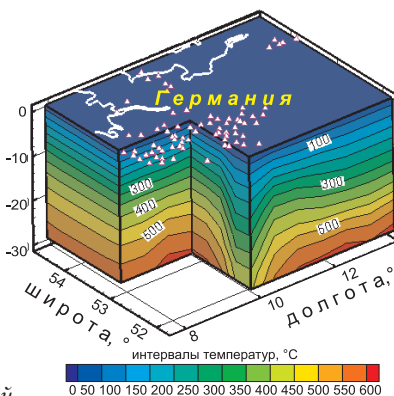


Рис. 10. Температурная модель западной части Северо-Германского бассейна; треугольники – месторождения нефти.

проявляется и в данном случае, т.к. названные районы России и Республики Казахстан – это районы интенсивной добычи углеводородного сырья.

Припятский бассейн

Бассейн расположен в одноименном прогибе между Белорусской и Воронежской антеклизмами и разделяющей их Жлобинской седловиной – на севере и Украинским щитом – на юге. Протяженность его в субширотном направлении составляет 280 км и ширина до 150 км. Он входит в состав планетарного пояса разломов – Сарматско-Туранского линейного, простирающегося в северо-западном направлении от отрогов Гиссарского хребта на востоке, проходя южнее Прикаспийской впадины, до Подляско-Брестского прогиба – на западе (Айзберг и др., 1971). Этот линейный элемент как бы соединяет два крупнейших соленосных бассейна – Восточно- и Западно-Европейские.

Припятский прогиб ограничен с севера и юга мантийными разломами. Внутри него прослеживается ряд субширотных разломов, некоторые из них, особенно в северной части, имеют мантийную природу (Айзберг и др., 2007).

Прогиб сформировался в позднем палеозое. Он выполнен, главным образом, отложениями от среднедевонского до среднетриасового возраста. Максимальная мощность платформенного чехла составляет 5,5–6 км. В разрезе чехла выделяется две соленосные толщи верхнедевонского возраста – нижняя и верхняя, разделенные карбонатно-глинистой межсолевой толщей. Наибольшее развитие получила верхнесолевая толща. Ее максимальная мощность, достигающая 3 км, установлена вблизи северного борта прогиба (Айзберг и др., 2007). 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.

Накопление эвапоритовых толщ происходило в глубоководном трансгрессирующем море. Сопровождалось активными блоковыми подвижками по субширотным разломам и проявлением вулканической деятельности в северо-восточной части прогиба и в прилегающих районах. Здесь сформировались осадочно-вулканогенные и щелочно-базальтовые формации, синхронные по времени образования с эвапоритовыми толщами (Геология Беларуси, 2001).

Таким образом, история развития, геологическое строение, характер разломной тектоники Припятского прогиба позволяют считать, что морской бассейн был средой для осадконакопления не только продуктов сноса материала с окружающей суши, но и в значительной мере глубинного вещества, поступающего в бассейн по проницаемым разломам, особенно в периоды накопления соленосных толщ. Некоторые разломы проявили свою активность не только в процессе развития Припятского прогиба, но и сохраняют ее до настоящего времени, что отражается в характере геотермического поля.

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 расчет теплового потока (Пар-

хомов, 1985; Цыбуля, Левашкевич, 1990). На рис. 6 приведены термограммы, измеренные в разных зонах: северной, центральной и южной. Можно видеть отличие конфигурации термограммы северной зоны (скв. Вишанская, Чкаловская, Озаричевская) от двух последних, что свидетельствует о различии в геотермической обстановке. Это находит отражение и в плотности теплового потока. Так, 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 (Цыбуля, Левашкевич, 1990). 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 и в прибортовой их частях 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, отмечается различный вклад радиогенной теплогенерации и разная степень проницаемости глубинных разломов для флюидов, создающий дополнительный адвективный приток тепла. Расчеты вклада радиогенного тепла показывают, что в северной части прогиба он составляет 29 мВт/м², а в южной – 13 мВт/м². Такие заметные различия радиогенной компоненты теплового потока объясняются, во-первых, величиной удельной теплогенерации (0,5–1,0 мкВт/м³ – в южной зоне, 1,5–2,0 мкВт/м³ – в северной зоне), 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 счет 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 отчетливо видна связь соляных структур с разломами подсолевого ложа (Айзберг и др., 2007). Подавляющее большинство верхнефранских и верхнефаменских соляных поднятий являются приразломными, располагаясь в поднятых крыльях разломов.

К настоящему времени в Припятском бассейне установлено 69 нефтяных месторождений. Залежи приурочены в основном к подсолевым (преимущественно карбо-

Структурно-формационный комплекс	Температуропроводность, $\rho \cdot 10^{-7}$ (м ² /с)	Теплопроводность, (Вт/(м·К))	Теплогенерация, (мкВт/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 (vтр.=6,6 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

Табл. 1. Теплофизические параметры.

натным) и межсолевым отложениям. Одной из характерных особенностей нефтеносности является приуроченность большинства месторождений к северной зоне структурных ступеней. Здесь развита система из четырех региональных разломов мантийного заложения, падающих на юг. Вдоль Северного краевого мантийного разлома открыты Прохоровское, Судовицкое, Березинское и Отрубовское месторождения. В непосредственной близости от этого разлома, вдоль Оземлинско-Первомайского глубинного мантийного разлома установлены Оземлинское, Южно-Оземлинское, Первомайское, Западно-Александровское и Южно-Александровское месторождения. Еще южнее, вдоль Речицко-Вишанского глубинного мантийного разлома расположены Восточно-Дроздовское, Борисовское, Вишанское, Давыдовское, Сосновское, Осташковичское, Тишковское и Речицкое месторождения. Еще семь месторождений открыты на опущенном крыле этого разлома. В зоне Червонослободского регионального мантийного разлома установлены Октябрьское, Северо-Домановичское, Казанское, Золотухинское, Малодушинское, Барсуковское и еще ряд небольших месторождений.

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 (Гарецкий и др., 1990). Авторы отмечали заметное повышение температур в Северной разломной зоне по сравнению с Южной бортовой разломной зоной. Это превышение по данным термометрии составляло 20 – 25°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 трехмерного моделирования геотемпературного поля, технология которого была описана выше. Основой для построения 3D-моделей явились данные о температурах в скважинах и теплопроводности горных пород (Атрощенко, 1975; Хуторской и др., 2003; Цыбуля, Левашкевич, 1990). Теплофизическая структура задавалась на основании результатов сейсмических профилирования и зондирования методами ГСЗ и МОВ-ОГТ вдоль серии профилей субмеридионального простирания (Гарецкий и др., 2000; Thibo et al., 2003).

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. 7 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 – 50°C, а в северной его части – 65 – 70°C. На глубине 6 км, соответственно, 65 – 70°C и 85 – 90°C. Экстраполируя температуры в глубину, можно показать, что катагенетические тем-

пературные условия для нефти ($T = 120^\circ\text{C}$) в северной части прогиба будут встречены на глубине 8,5 – 9,0 км.

Таким образом, мы отмечаем ту же тенденцию распределения температур в земной коре, которая была описана в Прикаспийской впадине: локализация нефтяных месторождений приурочена к «температурному куполу» – зоне подъема изотерм в осадочном чехле (Рис. 7). В Припятской впадине «температурный купол» генетически связан с расположением глубинных разломов, по которым происходит дополнительный теплоперенос (Кудельский, Бурак, 1982). Отсюда следует, что вероятной причиной формирования тепловых аномалий является поступление глубинных углеводородосодержащих флюидов по проницаемым разломам. Это обуславливает более высокий фоновый тепловой поток в северной части Припятского бассейна по сравнению с Прикаспийским бассейном, где признаков адвективного теплопереноса в настоящий момент мы не отмечаем.

Северо-Германский бассейн

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 (van Wees et al., 2000).

В пределах ЦЕНБ выделяются следующие структурные элементы: 1) Североморская синеклиза, расположенная на месте одноименного моря и прилегающих частей Восточной Англии, северо-запада ФРГ, Нидерландов и Дании; 2) Северо-Германская впадина; 3) Датско-Польский прогиб; 4) Балтийская синеклиза (Bayer et al., 1999).

Северо-Германская впадина примыкает к Североморской синеклизе. Для докайнозойского плана впадины характерно расчленение ее на ряд прогибов (трогов), выраженных только в мезозойских отложениях. На западе впадины выделяется крупный Нижнесаксонский широтно вытянутый прогиб, восточнее его простираются небольшие прогибы: Ганноверский и Гифхорн, соответственно, субмеридионального и юго-западного простирания. На

Глубина (км)	Температура, °C			
	Прикаспийский	Припятский	Вост. часть Северо-Германского	Зап. часть Северо-Германского
0-5	$\frac{42}{8-104}$	$\frac{37}{8-74}$	$\frac{87}{9-242}$	$\frac{86}{9-165}$
5-10	$\frac{105}{46-159}$	-	$\frac{215}{106-397}$	$\frac{214}{93-306}$
10-20	$\frac{192}{95-274}$	-	$\frac{366}{194-612}$	$\frac{343}{168-477}$

Табл. 2. Сравнение температур для Прикаспийского, Припятского и Северо-Германского бассейнов. В числителе дроби – среднее значение, в знаменателе – мин. и макс. значения.

северо-западе выделяются два Гольштайнских прогиба, вытянутых в юго-западном направлении.

Для впадины в целом характерно развитие солянокупольных дислокаций (с солями цехштейнового (верхнепермского) возраста), образующих иногда протяженные, выходящие на поверхность линейно вытянутые соляные хребты (Bayer et al., 1999).

Северо-Германская впадина имеет сложную структуру, обусловленную пересечением на ее 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 (Clausen, Pedersen, 1999).

Нефтегазоносность Северо-Германской впадины охватывает широкий стратиграфический интервал. Углеводороды обнаружены в палеогеновых, меловых, юрских, триасовых, пермских и каменноугольных отложениях. Отчетливо 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 (Бурштар, 1979).

Наиболее крупный погребенный 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 (Mazur, Scheck-Wenderoth, 2005).

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 погребенным 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 (2500 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, Поленцо, Нова-Суль и др.) месторождений, открытых после 1960г. 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 двух первых бассейнах. Однако, следует учесть, что в целом тепловой поток на территории ЦЕНБ выше, чем в Припятском и Прикаспийском бассейнах. По данным (Majorowicz et al., 2003), 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 температурного режима бассейна нами построена 3D-геотемпературная модель. Основой для ее построения явились данные о температурах в скважинах и теплопроводности пород разрезов, а также данные о структурно-геологической обстановке вдоль профилей ГСЗ (Geluk, 1999; Majorowicz et al., 2003; Vosteen et al., 2004).

Моделирование распределения теплового потока и глубинных температур профиля Р4 (Рис. 8 а,б), простирающегося вдоль Предсудетской моноклинали в северо-восточном направлении на территории Польши, показывает заметное повышение теплового потока (до 100 мВт/м² при фоновом значении 65 мВт/м²) и появление «термических куполов» в температурном разрезе. Эти аномалии приурочены к восточной, «польской части» впадины, насыщенной солянокупольными структурами и связанными с ними месторождениями углеводородов. Падение теплового потока до фоновых значений происходит лишь на отметке 450 км (Рис. 8а, б), где соляные купола уже не встречаются. Именно это место, по мнению (Bayer, 1999), рассматривается как граница между кристалликумом Восточно-Европейской платформы и восточной окраиной ЦЕНБ. Высокие значения теплового потока в начале профиля связаны также с глубинными разломами (Рис. 9).

Катагенетический температурный интервал преобразования органического вещества в аномальной зоне профиля 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 профиля, за пределами солянокупольной зоны, но здесь интервал катагенеза расположен уже на глубинах 6,0 – 6,5 км.

Трехмерная модель глубинных температур для восточной части Северо-Германской впадины (Рис. 9) демонстрирует наличие ярко выраженного «температурного купола», приуроченного к разломам и зоне соляных куполов, где наблюдается наибольшая концентрация нефтяных месторождений. В западной части Северо-Германской впадины на 3D-модели глубинных температур (Рис. 10) выделяется «температурный купол», пространственно коррелирующий с локализацией месторождений нефти.

Заключение

Нами рассмотрены особенности геотермического поля трех солянокупольных бассейнов Северной Евразии, два из которых можно отнести к экзогональным (Прикаспийский и Северо-Германский) и один – к внутриконтинентальным (Припятский). Все бассейны испытали глубокое и устойчивое прогибание в позднем палеозое и накопили

ние эвапоритовых отложений: солей и сульфатов, иногда с прослоями терригенных пород. Под действием гравитационных и тангенциальных сил соленосные толщи приобретали форму куполов, штоков и валов, прорывая или деформируя вышележащие отложения.

Галогенные отложения обладают аномально высокой теплопроводностью по сравнению с вмещающими терригенными породами. Сосуществование контраста теплопроводности и резких структурных границ между куполами и отложениями межкупольных зон создают условия для пертурбации глубинного теплового потока. Он концентрируется в теле солей, создавая над апикальными частями куполов и в их прибортовых частях резкие аномалии теплового потока, на 50 – 60% превышающие фоновые значения для данного района. Это одна из главных особенностей распределения геотермического поля в солянокупольных бассейнах (Хуторской и др., 2004).

Анализ площадного распределения соляных куполов и их формы показывает тесную связь с разломной тектоникой. Купола, как правило, располагаются вдоль осей разломов и имеют вытянутую форму в направлении их простирания. Только те из куполов, которые приурочены к центральным и наиболее опущенным частям впадин (Прикаспийский и Северо-Германский бассейны), имеют в плане изометричную или звездообразную формы.

Рассмотренные солянокупольные бассейны обладают высоким углеводородным потенциалом. Нефтяные месторождения встречены на различных глубинных уровнях и в разных структурных соотношениях с эвапоритовыми отложениями. Но общей тенденцией является корреляция локализации месторождений с разломными зонами и с зонами повышения температур в осадочном чехле.

Нами введено в геолого-геофизическую терминологию новое понятие – «термический купол» (Хуторской и др., 2003). Это хорошо выраженная на геотемпературном разрезе зона подъема изотерм, проявляющаяся и на 2D-, и на 3D-моделях, пространственно совпадающая с локализацией месторождений углеводородов. Во всех исследованных нами шельфовых или эвапоритовых бассейнах наблюдается тесная пространственная корреляция «термических куполов» и месторождений углеводородов, располагающихся над ними. Естественно, что там, где мы видим эти «купола», температурный интервал катагенеза органического вещества располагается ближе к поверхности Земли. Не являются исключением и три рассмотренных солянокупольных бассейна. В них прослеживается пространственное совпадение разломных зон, нефтяных месторождений, участков с повышенным тепловым потоком и «термических куполов» в поле глубинных температур.

Из сравниваемых регионов наиболее «прогретой» является Северо-Германская впадина. По данным 3D-моделирования на глубине 1000 – 2000 м разброс температур составляет: 28 – 46°C для Прикаспийской впадины, 28 – 40°C для Припятской и 38 – 88°C для Северо-Германской впадин. Расчет катагенетических температурных условий для трансформации органического вещества показал, что он составляет: 7 – 8,5 км для Прикаспийской впадины, 8,5 – 9,5 км для Припятской впадины, 3 – 7 км для Северо-Германской впадины.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 08-05-00012 и 08-05-90000Бел_а).

Литература

- Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К. и др. Разломы земной коры Беларуси. Минск: Красико-Принт. 2007. 372.
- Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.М. Сарматско-Туранский линеймент земной коры. *Проблемы теоретической и региональной тектоники*. М.: Наука. 1971. 41-51.
- Атрощенко П. П. Геотермические условия северной части Припятской впадины. Минск : Наука и техника. 1975. 104.
- Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: ГЕОН. 2000. 194.
- Бурштар М.С. География и геология нефти и газа СССР и зарубежных стран. М.: Недра. 1979. 379.
- Волож Ю.А. Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейсмостратиграфического анализа). *Автореф. док. дисс.* М.: ГИН АН СССР. 1991. 49.
- 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. 4-12.
- Гарецкий Р.Г., Печерников В.В., Айзберг Р.Е., Клушин С.В. Отражение глубинного строения Припятского палеорифта в термобарических показателях платформенного чехла. *Сов. геология*. 1990. №3. 93-98.
- Геология Беларуси. Минск: ИГН НАН Беларуси, 2001. 815.
- Геотермическая карта СССР. Под ред. Ф.А.Макаренко. М.: ГУГК СССР. ГИН АН СССР. 1972.
- Гидрогеотермические условия Арало-Каспийского региона. Алма-Ата: Наука. 1977. 184.
- Дальян И.Б., Посадская А.С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука. 1972. 192.
- Дальян И.Б., Сыдыков Ж.С. Геотермические условия восточной окраины Прикаспийской впадины. *Сов. геол.* №6. 1972. 126-131.
- Дружинин А.В. О связи между геотермическим режимом осадочной толщи и строением кристаллического фундамента. *Геология нефти и газа*. №3. 1961. 20-25.
- Жеваго В.С. Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата: Наука. 1972. 253.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М.: Наука. 1972. 397.
- Ковнер С.С. К теории термической разведки. *Докл. АН СССР*. 1947. Т.56. №5. 473-476.
- Ковнер С.С. Расчет величины термической аномалии антиклинали. *Докл. АН СССР*. 1941. Т.32. №6. 398-400.
- Кудельский А.В., Бурак В.М. Газовый режим Припятского прогиба. Минск: Наука и техника. 1982. 328.
- Неволин Н.В., Ковылин В.М., Масляев Г.А. и др. Геолого-геофизическое моделирование нефтегазоносных территорий. М.: Недра. 1993. 206.
- Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). *Тр. ГИН АН СССР*. Вып. 388. 1984. 175.
- Пархомов М. Д. Тепловой режим Припятского прогиба. Сейсмические и геотермические исследования в Белоруссии. Минск: Наука и техника. 1985. 124-130.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука. 1980. 183.
- Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН. 1996. 289.
- Хуторской М.Д., Антипов М.П., Волож Ю.А., Поляк Б.Г. Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины. *Геотектоника*. №1. 2004. 63-72.
- Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Термотомография Западно-Арктического бассейна. *Геотектоника*. №3. 2003. 18-30.
- Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Ахмедзянов В.Р. Геотермическое поле и термическая эволюция литосферы Баренцевоморского региона. *Вестн. РАН*. №5. 2000. 55-77.
- Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Искажения теплового поля при росте соляных куполов. *Тепловое поле Земли и методы его изучения*. М.: Изд-во РУДН. 2000. 24-32.
- Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловой поток в Припятском прогибе и причины его неоднородности. *Геол. Журнал*. 1990. №4. 20-38.
- Bayer, U., Scheck, M., Rabbel, W., Krawczyk, C. M., Gotze, H. J., Stiller, M., Beilecke, T., Marotta, A. M., Barrio-Alvers, L., Kuder, J.

ВЫЯВЛЕНИЕ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ЛИТОСФЕРЫ КАК ИСТОЧНИКОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

В статье представлены геофизические данные некоторых геологических структур литосферы. Рассмотрена их связь с процессами нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции.

Ключевые слова: литосфера, разлом, плотность, проводимость, углеводороды.

Гипотеза абиогенного образования углеводородов предполагает наличие глубинных «корней» месторождений углеводородов, а также различных каналов подтоков и перетоков углеводородов (Дмитриевский, Валяев, 2008). Такие образования, являющиеся следствием энергетичес-

кой структуры и деятельности Земли, должны иметь определенные параметры и вызывать соответствующие аномалии в геофизических полях. Экспериментальными работами установлено, что компоненты нефти могли образовываться из углерода и водорода, образующих метан и

Окончание статьи М.Д. Хуторского, Е.А. Тевелевой, Л.А.Цыбули, Г.И. Урбан «Тепловой поток в солянокупольных бассейнах Евразии...»

An intergrated study of the NE-German Basin. *Tectonophysics*. 1999. V.314. 285-307.

Clausen, O. R., Pedersen, P. K. The Triassic structural evolution of the southern margin of the Ringkobing-Fyn High, Denmark. *Marine and Petroleum Geology*. 1999. V.16. 653-665.

Geluk, M.C. Late Permian (Zechstein) tectonics in the Netherlands - models and implications for petroleum geology. *Petroleum Geoscience*. 5. 1999. 189-199.

Majorowicz J.A., Cermak V., Safanda 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*. 28 (2003). 375-391.

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 Jour. of Geosciences. Geologie en Mijnbouw*. [84 – 4]. 2005. 389-401.

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. 41-79.

Van Wees, J. D., Stephenson, R. A., Ziegler, P. A., Bayer, U., McCann, T., Dadlez, R., Gaupp, R., Narkiewicz, M., Bitzer, F., Scheck, M. On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe. *Marine and Petroleum Geology*. 2000. V.17. 43-59.

Vosteen H, Rath V., Schmidt-Mumm A. et al. The Thermal Regime of the Northeastern-German Basin from 2-D Inversion. *Tectonophysics*. V.386. Issues 1-2. 2004. 81-95.

M.D. Khutorsky, E.A. Teveleva, L.A. Zybulia, G.Y. Urban. **Heat flow in the salt dome basins of the northern euroasian.**

The geothermal field distribution in Precaspian, Pripyat and Northern German basins is analyzed. These structures have a wide thickness of Late Paleozoic evaporite layers which have galokinesis undergone due to tectonic and gravity instability. It was a reason of the salt domes and stocks formation. On the domes and junction rocks border occurs heat flow refraction caused by the thermal conductivity contrast between evaporites and terrigenous rocks of the interdome zones. It is the main reason of heat flow variability on lateral and in the depth in the salt dome basins. Close spatial correlation of the elevated temperatures zones in the sedimentary rocks with the oil and gas-bearing manifestations is marked which confirmed by 2D- and 3D-modeling of geothermal field. The noted previously connection of oil and gas localization with the deep fracture zones located inside the studied basins creates preconditions for geothermal field consideration as a forecasting factor forming the tectonic and resource features of salt dome basins.

Keywords: geotemperature field, heat flow, thermal conductivity, salt dome basin, modeling, oil-gas-bearing.

Михаил Давыдович Хуторской

Профессор, д.геол.-мин.н., Заслуженный деятель науки РФ, академик РАЕН. Зав. лабораторией тепломассопереноса Геологического института РАН. Более 35 лет занимается изучением природы и особенностями распределения теплового поля в континентальных и океанических объектах.

РФ, Москва, Пыжевский пер., д.7. Тел.: (495)959-27-56.



Елена Александровна Тевелева

К.физ.-мат.н, науч. сотрудник лаборатории тепломассопереноса Геологического института РАН. Эксперт в области программирования, создания и обработки баз данных, картирования параметров геотермического поля.

РФ, Москва, Пыжевский пер., д.7. Тел.: (495) 959-34-90.



Лев Артемьевич Цыбуля

К.геол.-мин.н, старший науч. сотрудник лаборатории тепломассопереноса Геологического института РАН. Научные интересы: геотемпературное поле и его соотношение с разломной тектоникой в западной части Русской платформы.

РФ, Москва, Пыжевский пер., д.7. Тел.: (495)305-45-96.



Геннадий Иосифович Урбан

К.геол.-мин.н, вед. науч. сотр. Белорусского научно-исследовательского геологоразведочного института. Научные интересы: тепловое поле, теплопроводность и теплогенерация в тектонических структурах Белоруссии и смежных стран.

220114, Беларусь, Минск, Староборисовский тракт, д.14. Тел.: (017) 508-13-14.

