

УДК: 550.361

Хуторской М.Д.<sup>1</sup>, Тевелева Е.А.<sup>1</sup>, Цыбуля Л.А.<sup>1</sup>, Урбан Г.И.<sup>2</sup><sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия<sup>2</sup>БелНИГРИ, Минск, Беларусь

mkhutorskoy@ginras.ru, urbanstrike@tut.by

# СВЯЗЬ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ В СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ БАССЕЙНАХ ЕВРАЗИИ

Анализируется распределение геотермического поля в Прикаспийской, Припятской и Северо-Германской впадинах. В разрезе этих структур широко распространены солянокупольные верхнепалеозойские отложения. 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.

Структурно-формационный комплекс	Температуропроводность, $n \cdot 10^{-7}$ ( $\text{м}^2/\text{с}$ )	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 (угр.=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, принятые для моделирования геотермического поля.

Особенностью строения осадочного чехла этих бассейнов является присутствие в разрезе эвапоритов девонского (Припятская впадина) и пермского (Прикаспийская, Северо-Германская впадины) возраста, имеющих форму куполов и штоков вследствие тектонической и гравитационной неустойчивости. Они представлены в основном каменной солью с редкими включениями сульфатов и прослойями разной мощности сульфатно-терригенных пород – аргиллитов, песчаников и ангидритов. Углы падения на бортах этих куполов изменяются от нескольких градусов до  $75^\circ$ , что связано с пластическим перемещением соли из межкупольных зон в ядра соляных массивов. В плане купола имеют округлую, эллиптическую, удлиненную или звездообразную форму. Округлая форма характерна для центральных частей впадин, а удлиненная – для ее бортовых зон (Журавлев, 1972).

Теплопроводность каменной соли составляет  $5,0 - 5,5 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ , значительно превышая теплопроводность вмещающих терригенных пород –  $1,6 - 2,0 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ . Такой резкий контраст теплопроводности при крутых углах наклона границ раздела сред обуславливает сильное пере-

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

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

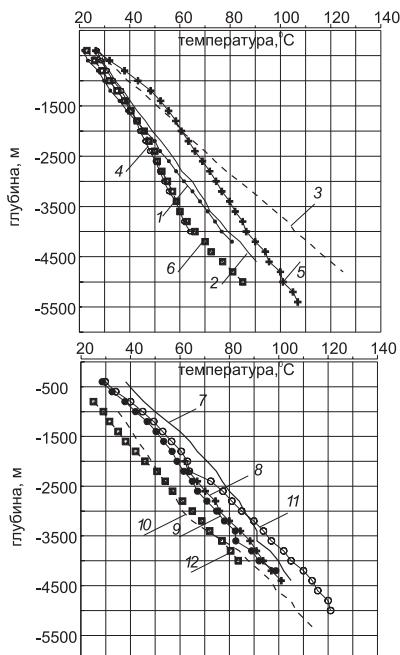


Рис. 1. Термограммы некоторых глубоких скважин в Прикаспийской впадине. Скважины: 1 – Блаксай-89н; 2 – Караптюбэ-34; 3 – Караптюбэ-35; 4 – Кумсаи-2; 5 – Биикжал-СГ2; 6 – Курсай-4; 7 – Терескан-1н; 8 – Тепловская-1н; 9 – Зап.-Тепловская-2н; 10 – Ташлинская-25н; 11 – Аралсорская-СГ1; 12 – Хобдинская-1.

распределение глубинного теплового потока. Как и другие потенциальные поля, он распространяется по пути наименьшего сопротивления, т.е. концентрируется в теле соляных куполов и, соответственно, разряжается в межкупольных зонах.

Таким образом, рефракция теплового потока – эта главная причина неоднородности теплового потока в соляно-купольных впадинах. Анализируя эмпирические данные, можно видеть, что положительные аномалии теплового потока над соляными куполами создаются, в основном, за счет структурно-теплофизических неоднородностей и присутствия «тепловодов» – толщ каменной соли. Другие возможные причины появления аномалий: генерация тепла за счет радиоактивного распада и экзотермических реакций, выделение тепла при трении во время роста куполов и за счет тепломассопереноса при галокинезе – меньше фактора температурной рефракции на два порядка (Хуторской, 1979).

Проведем более подробный анализ геотермического поля каждого из бассейнов.

## Прикаспийский бассейн

Бассейн традиционно выделяется в границах соляно-

купольной области. Его северо-западным ограничением служит предкурганский тектоно-седиментационный уступ с амплитудой до 1500 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 (Ковнер, 1941). В очерченных границах Прикаспийская впадина оформилась как замкнутый бассейн только к концу ранней перми, когда были образованы орогенный пояс Урала и инверсионное поднятие на месте Донбасс-Туаркырской рифтовой системы. До этого момента различные ее части входили в состав разных седиментационных бассейнов. 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 еще в довоенные годы. На месторождениях Доссор, Таскудуку, 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 (Ковнер, 1947). Несколько позже С.С. Ковнер, на примере Южно-Эмбинских структур (Дальян, Посадская, 1972) 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 (Дальян, Сыдыков, 1972; Гидрогеотермические условия..., 1977; Жеваго, 1972; Дружинин, 1961; Геотермическая карта СССР, 1972) для разных частей впадины.

Основной объем фактических данных по геотермии ре-

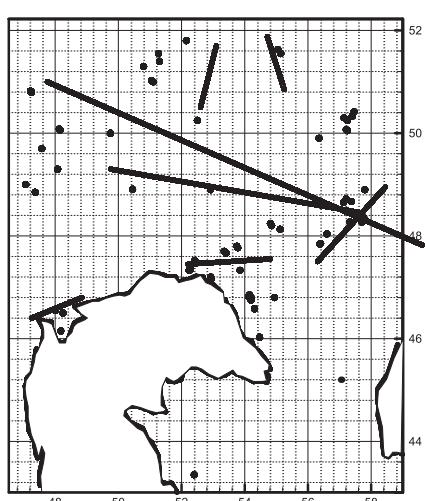


Рис. 2. Схема расположения скважин и профилей ГСЗ, использованных для трехмерного моделирования; Ч-В – профиль ГСЗ «Челкар-Волгоград».

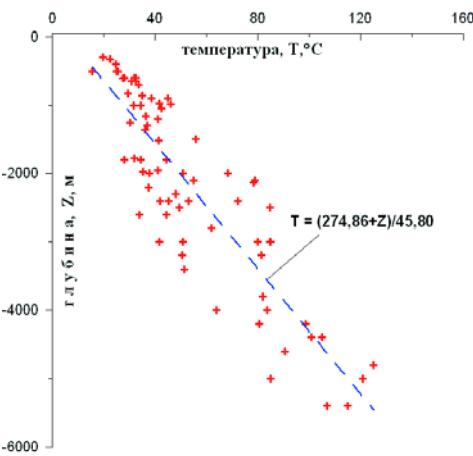


Рис. 4. Зависимость температуры на забое скважин от их глубины.

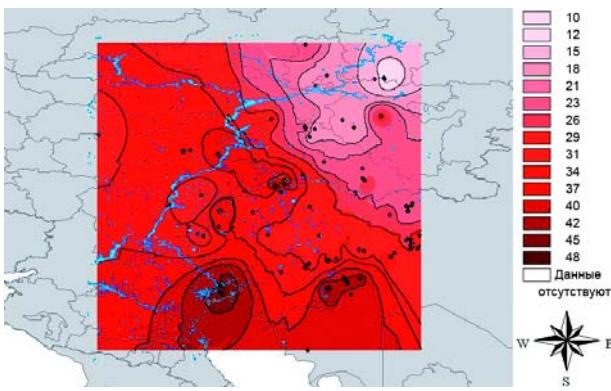


Рис. 5. Распределение температур на глубине 1000 м в Волго-Уральской провинции по данным термометрии скважин.

гиона был собран в период составления Геотермической карты СССР (Хуторской и др., 2000) и находился в архивах Лаборатории геотермии ГИН АН СССР в виде копий термограмм. Этот материал, а также данные, опубликованные позднее, явились основой для наших исследований.

На первом этапе была сделана географическая привязка скважин, оценено время выстойки скважин после окончания бурения, проведена оцифровка термограмм и составлена база данных с графическим приложением. В результате этой работы была получена информация о температурах в 115 скважинах региона, в том числе в 16 глубоких (4 и более км) (Рис. 1).

Мозаичный характер тектонических неоднородностей во впадине, особенно, в ее наиболее обширной центральной части, выделяемой как Центрально-Прикаспийская депрессия, обуславливает необходимость применения трехмерной аппроксимации геотермического поля. В первом приближении двухмерная аппроксимация распределения параметров теплового поля возможна лишь в прибрежных частях впадины, где преобладающие соляные структуры – это соляные валы и гряды (Дальян, Сыдыков, 1972). В связи с этим, мы применили методы трехмерного моделирования и отображения геотермического поля для всей территории Прикаспийской впадины.

Основой для построения трехмерной картины распределения температур и других геотермических параметров явились данные о термометрии скважин, а также измерения теплопроводности основных литологических групп: терригенных пород, сульфатов, галлита, 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 TECPLLOT v.7.0-10.0 (AMTEC Engineering Inc., USA). В дополнение к ней нами были разработаны специальные модули для конвертации термометрических данных в формат TECPLLOT (Хуторской, 1996). Программа позволяет отобразить полученные геотермические данные в координатах: широ-

та-долгота-глубина, а также провести объемную интерполяцию наблюденного поля. Трехмерная интерполяция проводится по сетке произвольной конфигурации. В нашем случае была использована неравномерная сетка, «привязанная» к координатам скважин и к простирианию сейсмических профилей, вдоль которых выполнялись двумерные расчеты глубинных температур (Рис. 2).

Из анализа рис. 3 А 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 Прикаспийской впадины, причиной которого являются нестационарные процессы экранирования глубинного теплового потока, проявившиеся на Южном Урале и в Мугоджахах (Kukkonen et al., 1997).

Сходная картина наблюдается и в распределении геотермического градиента в интервале глубин 0–2 км. В том же юго-западном направлении его значения повышаются с 15 до 40–45 мК/м. Кажется, что уже на глубине 3–4 км величина градиента стабилизируется для всего региона на уровне 25–35 мК/м. Это явление можно интерпретировать по-разному. Во-первых, это можно объяснить стабильностью мощностей и теплопроводностей терригенных пород межкупольных впадин и подсолевого комплекса. Во-вторых, можно принять точку зрения некоторых исследователей геотермии Урала (Щапов и др., 1997; Щапов, 2000; Сейсмические модели литосферы..., 1980), указывающих на повышение геотермических градиентов с глубиной на Южном и Среднем Урале по данным измерений в Уральской сверхглубокой скважине СГ-4, пробуренной на западном крыле Тагильского синклиниория. Таким образом, величина геотермического градиента в зоне соединения Мугоджар и Прикаспийской впадины на глубинах более 3 км становится такой же, как и в центральной части впадины.

Другая трехмерная температурная модель была рассчитана для интервала глубин 0–50 км, включающего всю

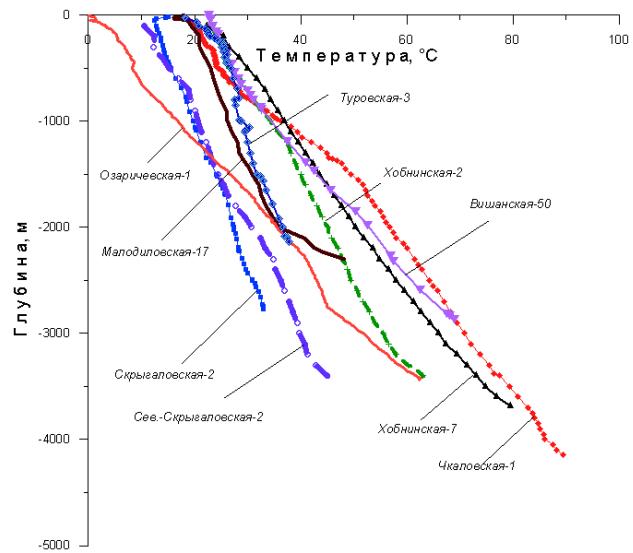


Рис. 6. Термограммы глубоких скважин Припятского бассейна.

<sup>1</sup>Заметим, что ассоциация линзы высокоскоростных пород с эклогитами неоднозначна. Можно предложить и другое объяснение существования высокоскоростной линзы, например, появление слоя океанической коры Уральского палеоокеана в низах коры впадины в результате субдукции.

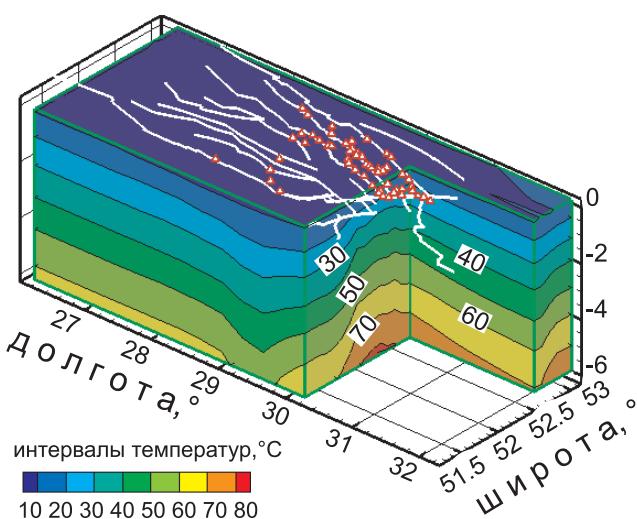


Рис. 7. Трехмерная температурная модель земной коры Припятской впадины: линиями показано простирание глубинных разломов, треугольники – месторождения нефти.

кору Прикаспийской впадины (Рис. 3Б). Для ее построения мы использовали данные о структуре и пластовых скважинах сейсмических волн вдоль профилей в пределах впадины (Осадочный чехол..., 1984; Неволин и др., 1993; Булин, Егоркин, 2000; Хуторской, Поляк, 2000).

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 эклогиты. Появление последних в низах коры является отличительной особенностью Центрально-Прикаспийской депрессии (Хуторской и др., 2003). Эклогиты ассоциируются с линзой высокоскоростных пород (7,9–8,1 км/с) мощностью до 10 км<sup>1</sup>. 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 теплогене-

рации в земной коре (Табл. 1). Этот редуцированный тепловой поток составлял 23 мВт/м<sup>2</sup>. 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, связывающую температуру (T) и глубину забоя (Z) (Ковнер, 1941):

$$T = (274,86 + Z)/45,80.$$

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 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.  $\partial T / \partial x = 0$ .

Моделирование проводилось с помощью программного комплекса TERMGRAF (Kukkonen et al., 1997).

Построение трехмерной матрицы температур основано на объемной интерполяции всех полученных 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. Она составляет 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 M температура составляет 400°C, т.е. такая же как и под складчатыми сооружениями Южного Урала и Мугоджар (Kukkonen et al., 1997), а в Центрально-Прикаспийской депрессии, и особенно в районе Южной Эмбы, на M достига-

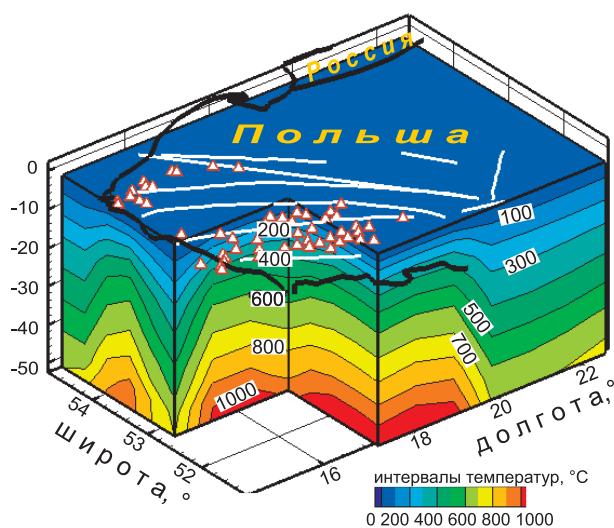


Рис. 9. Трехмерная температурная модель восточной части Северо-Германского бассейна (Польский бассейн); линиями показано простирание глубинных разломов, треугольники – месторождения нефти.

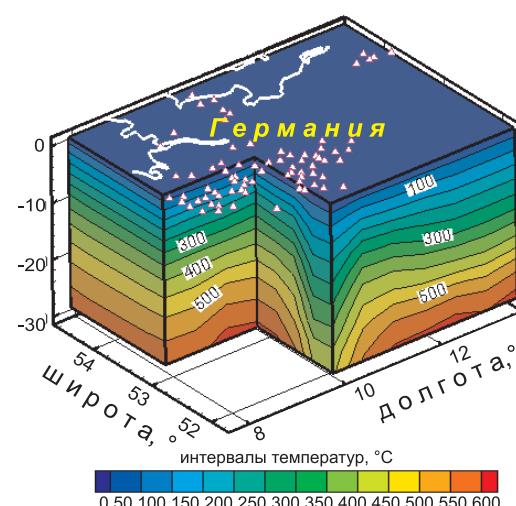


Рис. 10. Трехмерная температурная модель западной части Северо-Германского бассейна: треугольники – месторождения нефти.

ется 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 скважинных 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 (Айзберг и др., 1971), проявляется и в данном случае, т.к. названные районы России и Республики Казахстан – это районы интенсивной добычи углеводородного сырья.

## Припятский бассейн

Припятский бассейн расположен в одноименном прогибе между Белорусской и Воронежской антеклизами 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-Турецкого линеамента, простирающегося в северо-западном направлении от отрогов Гиссарского хребта на востоке, проходя южнее Прикаспийской впадины, до Подляско-Брестского прогиба – на западе (Айзберг и др., 2007).

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 (Геология Беларуси, 2001).

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 выделяются 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 (Геология Беларуси, 2001). В центральной части мощность колеблется от 0,6 до 2,5 км, на юге она составляет 0,7 – 2 км. Верхняя солевая толща, в отличие от нижней, характеризуется ярко выраженной соляной тектоникой с хорошо развитыми соляными куполами, штоками и валами.

Накопление эвaporитовых толщ происходило в глубоководном трансгрессирующем море и сопровождалось активными блоковыми подвижками по субширотным разломам, а также 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 (Пархомов, 1985).

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 проница-

емым 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 (Цыбуля, Левашевич, 1990; Гарецкий и др., 1990). На рис. 6 приведены термограммы, измеренные в разных зонах: северной, центральной и южной. Это находит отражение и в плотности теплового потока. Так, в южной прибрежной зоне он составляет в среднем 45 – 50 мВт/м<sup>2</sup>, а в северной – 60 – 75 мВт/м<sup>2</sup>.

Причины различия фоновых значений тепловых потоков в северной и южной частях прогиба обсуждаются в работе (Гарецкий и др., 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 прибрежной их частях тепловой поток достигает, соответственно, 124 и 106 мВт/м<sup>2</sup> при фоновом тепловом потоке для всей зоны – 75 мВт/м<sup>2</sup>. Однако, рассматривая вариации фонового теплового потока между зонами, отмечается различный вклад радиогенной теплогенерации и разная степень проницаемости глубинных разломов для флюидов, создающий дополнительный advективный приток тепла. Расчеты вклада радиогенного тепла показывают, что в северной части прогиба он составляет 29 мВт/м<sup>2</sup>, а в южной – 13 мВт/м<sup>2</sup>. Такие заметные различия радиогенной компоненты теплового потока объясняются, во-первых, величиной удельной теплогенерации (0,5 – 1,0 мкВт/м<sup>3</sup> – в южной зоне, 1,5 – 2,0 мкВт/м<sup>3</sup> – 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 (Геология Беларуси, 2001). Подавляющее большинство верхнефранских и верхнефаменских соляных поднятий являются приразломными, располагаясь в поднятых крыльях разломов.

К настоящему времени в Припятском бассейне установлено 69 нефтяных месторождений. Нефтяные залежи приурочены в основном к подсолевым (преимущественно карбонатным) и межсолевым отложениям. Одной из характерных особенностей нефтегазоносности является приуроченность большинства нефтяных месторождений к северной зоне структурных ступеней. Здесь развита система из четырех региональных разломов мантийного заложения, падающих на юг. Вдоль Северного краевого ман-

тийного разлома открыты Прохоровское, Судовицкое, Бerezинское и Отрубовское месторождения. В непосредственно 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, Вишанско, 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 нефтесносности осадочного чехла и геотемпературного поля обращено внимание в работе (Атрощенко, 1975). Авторы отмечали заметное повышение температур в Северной разломной зоне по сравнению с Южной бортовой разломной зоной. Это превышение по данным термометрии скважин 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 разреза (Цыбуля, Левашевич, 1990; Гарецкий и др., 1990; Гарецкий и др., 2000). Теплофизическая структура задавалась на основании результатов сейсмических профилирования и зондирования методами ГСЗ и МОВ-ОГТ вдоль серии профилей субмеридионального простирания (Thibo et al., 2003; Кудельский, Бурак, 1982).

Детальная изученность теплового потока и радиоген-ной 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 температуру в глубину, можно показать, что катагенетические температурные 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 тепломассоперенос (van Wees et al., 2000). Отсюда следует, что вероятной причиной формирования тепловых аномалий является поступление глубинных углеводородсодержащих флюидов по проницаемым разломам. Это обусловливает более высокий фоновый тепловой поток в северной части Припятского бассейна по сравнению с Прикаспийским бассейном, где признаков адvectionного тепломассопереноса в настоящий момент мы не отмечаем.

## 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 каменная соль в отложениях штрасфуртской свиты (Bayer et al., 1999).

В пределах ЦЕНБ выделяются следующие крупные 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 северо-западе Северо-Германской впадины 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 (Clausen, Pedersen, 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

вых, 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 (Бурштар, 1979).

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 обусловливает 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 Райнценхаген, Гриммен, Лютов), юго-восточной (Губбен, Любен, Штааков) и юго-западной (Фаллштейн) частях Северо-Германской впадины, а газа – в юго-восточной (Mazur, Scheck-Wenderoth, 2005).

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 (Majorowicz, 2003).

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 моноклиниали, где находится 25 газовых (Отынь, Сенковице, Чеклин и др.) и шесть нефтяных и газонефтяных (Рыбаки, Поленчик, 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 двух первых бассейнах. Однако, следует учесть, что в целом тепловой поток на террито-

рии ЦЕНБ выше, чем в Припятском и Прикаспийском бассейнах. По данным (Vosseent et al., 2004), фоновый тепловой поток здесь составляет  $80 - 85 \text{ мВт/м}^2$ , в то время как в остальных бассейнах на этом уровне были аномальные значения.

Для количественной характеристики глубинного температурного режима Северо-Германского 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 (Vosseent et al., 2004; Geluk, 1999).

Моделирование распределения теплового потока и глубинных температур профиля P4 (Рис. 8а, б), простирающегося вдоль Предсудетской моноклиниали в северо-восточном направлении на территории Польши, показывает заметное повышение теплового потока (до  $100 \text{ мВт/м}^2$  при фоновом значении  $65 \text{ мВт/м}^2$ ) и появление «термических куполов» в температурном разрезе. 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 вдоль профиля (Рис. 8а, б), где соляные купола уже не встречаются. Именно это место, по мнению (Clausen, Pedersen, 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 «термического 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 внутренним (Припятский). Все бассейны испытали глубокое и устойчивое прогибание в позднем палеозое и накопление эвапоритовых отложений: солей и сульфатов, иногда с прослойями 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 фоновый 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.

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, 1996). 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 здесь 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 «прогретым» 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 впадины и 38 – 88°C для Северо-Германской впадины.

Расчет катагенетических температурных условий 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., Синичка А.М. Сарматско-Туранский линеамент земной коры. Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука. 1971. 41-51.
- Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К. и др. Разломы земной коры Беларусь. Минск: Красико-Принт. 2007. 372.
- 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., Печерников В.В., Айзберг Р.Е., Клужин С.В. Отражение глубинного строения Припятского палеорифта в термобарических показателях платформенного чехла. *Сов. геология*. 1990. №3. 93-98.
- 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.
- Геология Беларусь. Минск: ИГН НАН Беларусь. 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. геология*. №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 экзогенальных впадин Европейской платформы. М.: Наука. 1972. 397.
- Ковнер С.С. К теории термической разведки. *Докл. АН СССР*. 1941. Т.32. №6. 398-400.
- Ковнер С.С. Расчет величины термической аномалии антиклинали. *Докл. АН СССР*. 1947. Т.56. №5. 473-476.
- 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*. М.: Наука. 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.
- Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловой поток в Припятском прогибе и причины его неоднородности. *Геол. Журнал*. 1990. №4. 20-38.
- Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Термотомография Западно-Арктического бассейна. *Геотектоника*. №3. 2003. 18-30.
- Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Исказжения теплового поля при росте соляных куполов. *Тепловое поле Земли и методы его изучения*. М.: Изд-во РУДН. 2000. 24-32.
- Хуторской М.Д. Особенности теплового потока в восточной части Прикаспийской впадины. *Геотектоника*. №3. 1979. 97-102.
- 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., Ахмедзянов В.Р. Геотермическое поле и термическая эволюция литосферы Баренцевоморского региона. *Вестн. РАН*. №5. 2000. 55-77.
- Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН. 1996. 289.
- Щапов В.А., Юрков А.К., Демежко Д.В., Николаев В.В. Геотермические исследования Уральской сверхглубокой скважины. *Тепловое поле Земли и методы его изучения*. М.: Изд-во РУДН. 1997. 195-198.
- Щапов В.А. Структура теплового поля Урала. *Тепловое поле Земли и методы его изучения*. М.: Изд-во РУДН. 2000. 117-122.

Kukkonen, I.T., Golovanova, I.V., Khachay, Yu.V., Druzhinin, V.S., Kosarev, A.M., Schapov, V.A., Low Geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? *Tectonophysics*. V. 276. 1997. 63-85.

Bayer, U., Scheck, M., Rabbel, W., Krawczyk, C. M., Gotze, H. J., Stiller, M., Beilecke, T., Marotta, A. M., Barrio-Alvers, L., Kuder, J. 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*. V.5. 1999. 189-199.

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

Majorowicz J.A., Cermak V., Safanda J. et al. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE\_97seismic experiment. *Physics and Chemistry of the Earth*. V. 28. 2003. 375-391.

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. 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. Khutorskoy, 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



Профessor, д.геол.-мин.н., Заслуженный деятель науки РФ, академик РАН. Заведующий лабораторией тепломассопереноса Геологического института РАН. Более 35 лет занимается изучением природы и особенностями распределения теплового поля в континентальных и океанических объектах. С помощью нестационарного геотермического моделирования им выявлены важные закономерности, связывающие тепловой поток с историей тектонического развития геологических структур.

Геологический институт РАН

Россия, Москва, Пыжевский пер., д.7. Тел.: (843)292 44 54.

### Елена Александровна Тевелева



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

Геологический институт РАН

Россия, Москва, Пыжевский пер., д.7. Тел.: (843)292 44 54.

### Лев Артемьевич Цыбуля



К.геол.-мин.н., старший научный сотрудник лаборатории тепломассопереноса Геологического института РАН. Основные научные интересы связаны с изучением геотемпературного поля и его соотношением с разломной тектоникой в западной части Русской платформы.

Геологический институт РАН

Россия, Москва, Пыжевский пер., д.7. Тел.: (843)292 44 54.

### Геннадий Иосифович Урбан



К.геол.-мин.н., ведущий научный сотрудник Белорусского научно-исследовательского геологоразведочного института, г. Минск. Более 30 лет посвятил изучению теплового поля, теплопроводности и теплогенерации в тектонических структурах Белоруссии и смежных стран.

БелНИГРИ

220114, Беларусь, Минск, Староборисовский тракт, д.14. Тел.: (843)292 44 54.