

Тепловое поле Донбасса

© В. В. Гордиенко, И. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя, 2015

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 30 апреля 2014 г.

Представлено членом редколлегии В. П. Коболевым

Розглянуто результати вивчення теплового потоку Донбасу. Визначено аномалії різної природи, проведено їх інтерпретацію. Побудовано теплову модель кори та верхньої мантії. Використано електричні термометри власної конструкції. Показано, що технологія буріння (без циркуляції промивальної рідини) та невеликий час проходки свердловин призводили до дуже швидкого відстою. Вже через кілька годин після завершення буріння протягом кількох діб спостерігалися незмінні температури вибою. Більшість визначень теплового потоку виконано за результатами вимірів температури вибою стандартними каротажними термометрами у процесі геофізичних випробувань свердловин. Як правило, відстою свердловин становив від кількох годин до кількох діб. Інструментальну похибку такої операції оцінено у перші десяти частки градуса. Головна похибка явно пов'язана зі спотвореннями температури.

За отриманими даними можна будувати карти теплового потоку та температури надр у масштабах 1:2 500 000—1:5 000 000. Наведено детальніші побудови для території Донбасу, де щільність сітки значно вища за середню по Україні. Інформацію про тепловий потік та глибинні температури доповнено картами геотермальних ресурсів території Донбасу.

Ключові слова: тепловий потік, глибинні температури, тепла модель тектоносфери.

Введение. Донбасс — наиболее изученный в геотермическом отношении регион Украины. Здесь установлено около 6 000 единичных значений глубинного теплового потока Земли (ТП) в отдельных скважинах, сгруппированных примерно в 2700 пунктах на территории, ограниченной краевыми разломами, границей с Россией и довольно условной линией, отделяющей западную часть Донбасса от соседней Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ). Соответствующая библиография, отражающая результаты многолетних исследований, приведена в работах [Гордиенко и др., 2002; 2004а,б; Карта..., 2002а,б]. Тем не менее в регионе остаются неизученными или малоизученными фрагменты вне шахтных полей, где количество буровых скважин и, соответственно, определений ТП, минимальны. Особенно это касается краевых частей Донбасса, где могут располагаться тепловые аномалии, важные для понимания природы молодых и современных глубинных процессов. Нерешенными остаются некоторые задачи интерпретации распределения ТП, в частности согласование его с новыми данными сейсмологии (профиль ГСЗ DOBRE), увязки тепловых моделей тектоносферы со скоростными, геоэлектрическими,

плотностными. Все это стимулировало авторов к проведению нового этапа исследований теплового поля Донбасса.

Новые определения ТП. Разработка новой методики расчета ТП по результатам измерений температур (T) в скважинах (пробуренных на площадях поисков и разведки углеводородов) при испытании предположительно продуктивных пластов позволила внести некоторые дополнения в геотермическую изученность территории региона. На его периферии располагаются небольшие месторождения газа, поэтому здесь может быть получена соответствующая информация. Измерения температур в основном выполнены организациями Министерства геологии УССР в 70—80-е годы XX в.

На температурных данных по окраинам Донбасса можно рассмотреть методическую задачу, для которой материал, использованный в работах по другим районам, непригоден, так как в них не испытывались горизонты со значительными залежами газа. Именно их вскрытие при испытаниях может привести за счет дроссельного эффекта к заметному понижению температуры, созданию аномалии, отличающей величину измеряемого параметра

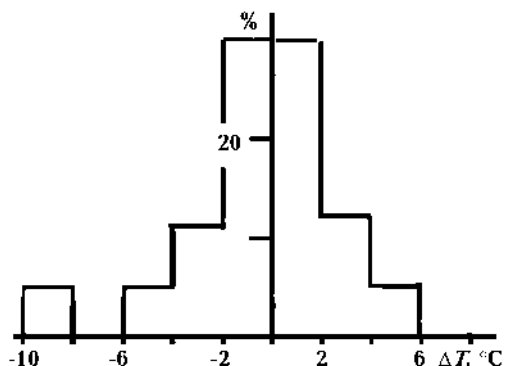


Рис. 1. Гистограмма различий в температурах в газоносных, водоносных или нефтеносных пластах.

от естественной. В рассматриваемом регионе можно сравнить температуры, полученные при испытаниях газоносных пластов с водоносными и (привлекая материал по некоторым частям ДДВ) нефтеносными на тех же глубинах в пределах одних разведочных площадей. Результаты такого сравнения в виде $\Delta T = T_{\text{Г}} - T_{\text{В,Н}}$ (где $T_{\text{Г}}$ — температура в газоносном пласте, $T_{\text{В,Н}}$ — в водоносном или нефтеносном пласте) приведены на рис. 1.

Очевидно, что распределение довольно симметрично, а типичные расхождения составляют только $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, что заметно меньше, чем величины, обусловленные обычными погрешностями забойных температур, использованных ранее для расчета ТП [Карта..., 2002б]. Таким образом, применение нового варианта методики обещает не только отсутствие дополнительных искажений естественных температур, но и их более точное определение.

К анализу привлечены данные по восточной части Рябухинско-Северо-Голубовского, Кальмиус-Бахмутскому и Спиваковскому газоносным районам [Атлас..., 1998 и др.].

Измерения температуры выполнены на значительных глубинах от 1000 до 4200 м, только в трех скважинах они проведены на сравнительно небольшой глубине (360—720 м), причем в двух случаях результаты дополнены и более глубинными данными в тех же скважинах (таблица). Точность измерений температур и их значения позволяют использовать единое значение температуры поверхности ($10\text{ }^{\circ}\text{C}$) при расчете среднего значения геотермического градиента без увеличения погрешности ТП.

В значения температуры были внесены поправки, учитывающие влияние палеоклимата

и инфильтрации [Карта..., 2002б] (на уровне оценок, так как систематическая информация о перетоках подземных вод на район исследований не распространяется).

Теплопроводность пород в изученных частях Донбасса ($1,7\text{—}1,85\text{ Вт/м }^{\circ}\text{C}$) заметно не отличается от установленных в ДДВ на сопоставимых глубинах и мало изменяется от площади к площади.

Ранее [Карта..., 2002б] авторы пришли к выводу о том, что при измерениях каротажными термометрами в невыстоявшихся скважинах неизбежны значительные различия температур от равновесных (не нарушенных тепловыми эффектами бурения), и шансы установить температуру с приемлемой погрешностью для расчета геотермического градиента даже на большой базе (более 500 м) сохраняются только при использовании забойных температур. Однако замена бурового раствора в скважине при испытаниях пластовой водой может способствовать определению температур, не искаженных процессом бурения. Это предположение проверено на многих примерах, подтвердивших его справедливость.

Подобные данные можно привести и по Донбассу (рис. 2). Использованы сведения из работы [Атлас..., 1998], документация по скважинам и результаты измерений температур при испытаниях скважин на нескольких месторождениях углеводородов, отобранных из-за неоднократности таких измерений в разных интервалах глубин в разных скважинах на каждом из месторождений.

Очевидно, что отклонения от осредняющих прямых составляют в среднем около $1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Это существенно меньше, чем при подобных построениях с использованием забойных температур ($3\text{ }^{\circ}\text{C}$). Причем надо учесть, что измерения проводились в различных скважинах на каждом месторождении, забойные температуры отбирались в одной скважине. Линейное изменение температур с глубиной указывает и на выдержанность теплопроводности пород в больших интервалах глубин. Сравнение результатов расчета ТП в повторно изученных скважинах по рассматриваемым температурам приводит к выводу о согласовании их с вычисленными по забойным (см. ниже). Незначительное различие (в среднем — превышение новых значений над старыми на 3 мВт/м^2) может указывать на прогрев продуктивных горизонтов сравнительно недавно внедрившимися флюидами.

Для расчета геотермического градиента использовались температуры поверхности (на

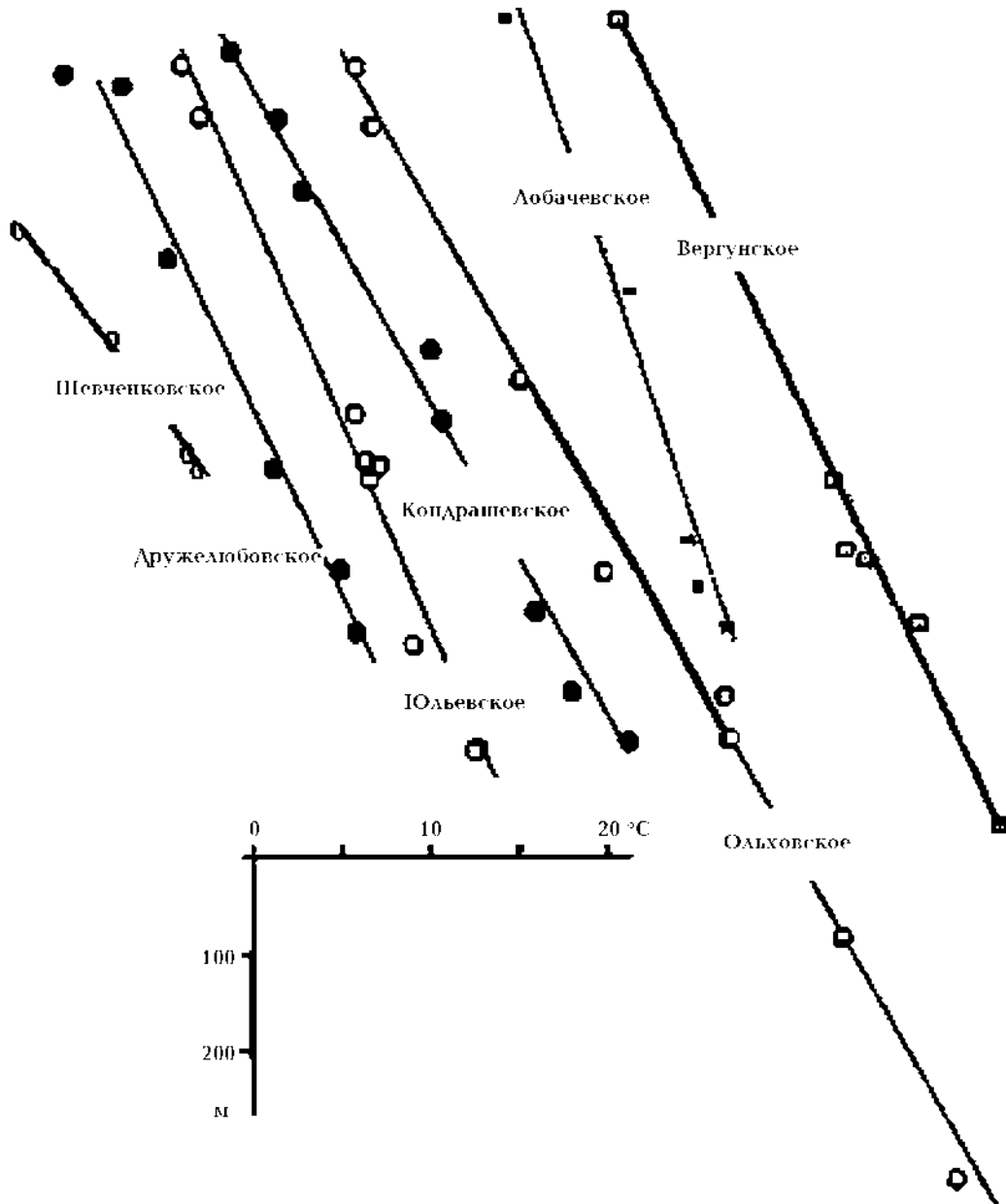


Рис. 2. Результаты определений температур в скважинах нескольких месторождений северной окраины Донбасса и прилегающей части склона Воронежского массива.

глубине около 0,2 м), частично полученные на метеостанциях как среднесезонные, частично установленные по результатам экстраполяции к поверхности термограмм в неглубоких скважинах, проведенной с учетом изменяющейся теплопроводности.

Всего новые значения глубинного ТП установлены в 37 скважинах, распределенных по всему региону, но все же преимущественно

тяготеющих к довольно узкой полосе вблизи северного краевого разлома.

Эти результаты заметно не дополняют картину распределения ТП в целом, но делают (вместе со сведениями по окраине склона Воронежского массива) достоверным факт существования краевой аномалии (или цепочки аномалий) теплового потока. Существенным кажется и подтверждение аномалии ТП у само-

го края Приазовского массива, вблизи южного краевого разлома.

Распределение ТП в Донбассе. При построении карты ТП региона были учтены и данные по прилегающим частям соседних тектонических единиц.

Для оценки ошибки проведено сопоставление вновь полученных значений ТП между собой, а также вновь полученных и рассчитанных ранее. Имеются в виду те же скважины или находящиеся на расстоянии до 2 км. В 68 % случаев (170 скв.) разница между значениями составила 2—3 мВт/м², часть ее

явно вызвана реальными пространственными изменениями ТП, т. е. собственно погрешность можно оценить величиной порядка 1—1,5 мВт/м². Она сокращается и в результате использования осредненных значений в пунктах, вынесенных на карту. Такая точность определений ТП позволяет проводить изолинии через 5 мВт/м² (рис. 3). Этими изолиниями выделены многие локальные детали внутренней структуры положительных аномалий. В целом можно считать, что для большей части бассейна построена карта масштаба 1:200 000.

Т а б л и ц а . Результаты новых определений глубинного теплового потока в Донбассе

Скважина	Координаты		H, м	T, °C	Градиент, °C/100 м	Теплопроводность, Вт/м·°C	ТП, мВт/м ²
	с. ш.	в. д.					
Южно-Граковская 6	49°39'	37°00'	2160	70	2,90	1,8	53
Южно-Граковская 6	49°39'	37°00'	4100	118	2,65	1,85	49
Южно-Граковская 7	49°41'	37°01'	4210	126	2,80	1,85	51
Боревская 4	49°38'	36°59'	1870	61	2,90	1,8	52
Шевченковская 1	49°39'	37°07'	3070	108	3,25	1,8	59
Шевченковская 1	49°39'	37°07'	3400	121	3,30	1,8	60
Шевченковская 2	49°40'	37°08'	3410	124	3,40	1,8	61
Шевченковская 3	49°41'	37°09'	3440	126	3,45	1,8	62
Искровская 1	49°37'	37°16'	3440	95	2,50	1,8	46
Искровская 1	49°37'	37°16'	3540	119	3,15	1,8	56
Искровская 2	49°36'	37°15'	3610	121	3,10	1,8	56
Искровская 2	49°36'	37°15'	3740	125	3,10	1,8	56
Искровская 15	49°35'	37°14'	3920	135	3,20	1,8	58
Вишневская 3	49°31'	37°06'	2950	91	2,80	1,8	51
Вишневская 8	49°30'	37°07'	3010	94	2,85	1,8	51
Максальская 2	49°20'	37°24'	1810	75	3,75	1,8	68
Максальская 2	49°20'	37°24'	3430	123	3,35	1,8	60
Миролюбовская 2	49°09'	36°29'	2420	73	2,70	1,8	49
Краснопоповская 100	49°04'	38°10'	360	24	4,45	1,7	75
Краснопоповская 100	49°04'	38°10'	1010	30	2,30	1,7	39
Краснопоповская 7	49°05'	38°11'	440	24	3,65	1,7	62
Краснопоповская 7	49°05'	38°11'	1010	30	2,30	1,7	39
Краснопоповская 3	49°03'	38°11'	1140	42	3,05	1,7	52
Краснопоповская 8	49°04'	38°11'	2410	92	3,50	1,8	63
Дробышевская 3	49°00'	37°52'	3490	100	2,6	1,8	47
Боровская 7	48°52'	38°38'	1470	48	2,80	1,8	50

Скважина	Координаты		Н, м	Т, °С	Градиент, °С/100 м	Теплопроводность, Вт/м·°С	ТП, мВт/м ²
	с. ш.	в. д.					
Боровская 2	48°53'	38°38'	1730	60	3,05	1,8	52
Муратовская 1	48°48'	38°42'	2570	90	3,20	1,8	57
Муратовская 2	48°48'	38°44'	2610	92	3,20	1,8	57
Капитановская 1	48°48'	38°52'	1330	49	3,20	1,7	57
Капитановская 2	48°49'	38°52'	1470	53	3,15	1,8	56
Капитановская 2	48°49'	38°52'	1570	57	3,20	1,8	57
Капитановская 6	48°50'	38°50'	1580	58	3,20	1,8	57
Капитановская 7	48°48'	38°48'	1770	62	3,10	1,8	56
Капитановская 4	48°49'	38°51'	2110	64	2,70	1,8	49
Лобачевская 1	48°42'	39°03'	1350	44	2,75	1,8	49
Лобачевская 1	48°42'	39°03'	1620	51	2,70	1,8	49
Лобачевская 6	48°44'	38°03'	1880	54	2,50	1,8	45
Лобачевская 2	48°45'	39°04'	1910	55	2,50	1,8	45
Лобачевская 3	48°45'	39°02'	1960	57	2,55	1,8	46
Вергунская 1	48°39'	39°17'	1190	41	2,85	1,8	51
Вергунская 1	48°39'	39°17'	1680	54	2,80	1,8	50
Вергунская 8	48°38'	39°16'	1760	55	2,75	1,8	49
Вергунская 2	48°37'	39°15'	1740	56	2,80	1,8	51
Вергунская 6	48°38'	39°17'	1780	56	2,75	1,8	50
Вергунская 6	48°38'	39°17'	1810	58	2,80	1,8	51
Вергунская 7	48°37'	39°16'	2010	63	2,80	1,8	51
Лаврентьевская 1	48°00'	37°08'	720	33	3,60	1,7	61

Представляется весьма вероятным, что на большей части Донбасса распространены фоновые значения, не связанные с недавним активным глубинным тепломассопереносом вещества тектоносферы. Проведенные ранее оценки влияния на современный ТП таких процессов в герцинское и киммерийское время показали, что соответствующая положительная аномалия составляет всего 2,5—3 мВт/м² в центре бассейна и сокращается до 1—1,5 мВт/м² на периферии [Гордиенко и др., 2002].

Построив гистограмму распределения площадей распространения ТП разного уровня для Донбасса (рис. 4), обнаружили, что уровень ТП несколько ниже 50 мВт/м² (с учетом естественных вариаций, связанных с погрешностью определений) распространен на 2/3 территории. Соответствующий массив данных легко отделяется от второго массива, представляющего собой характеристику аномальных ТП.

Достоверные отрицательные аномалии ТП в регионе не выделяются: отличия от фона на небольших территориях с пониженными значениями не превышают утроенной погрешности.

Значительная часть фоновых значений ТП приурочена к Кальмиус-Горецкой и Бахмутской котловинам и площади севернее Нагольного кряжа. У северного и южного краевых разломов протягиваются пятна высоких значений ТП, максимальные значения достигаются в пределах Главной антиклинали и на юго-западном Донбассе (в последнем случае — частично в районе с маломощным осадочным слоем).

Нередко аномалии протягиваются вдоль основных складок, их длина коррелирует с протяженностью структур, а ширина часто меньше ширины последних. Поэтому, скорее, аномалии связаны не с пликативными образованиями, а с разломами. Тем более, что наи-

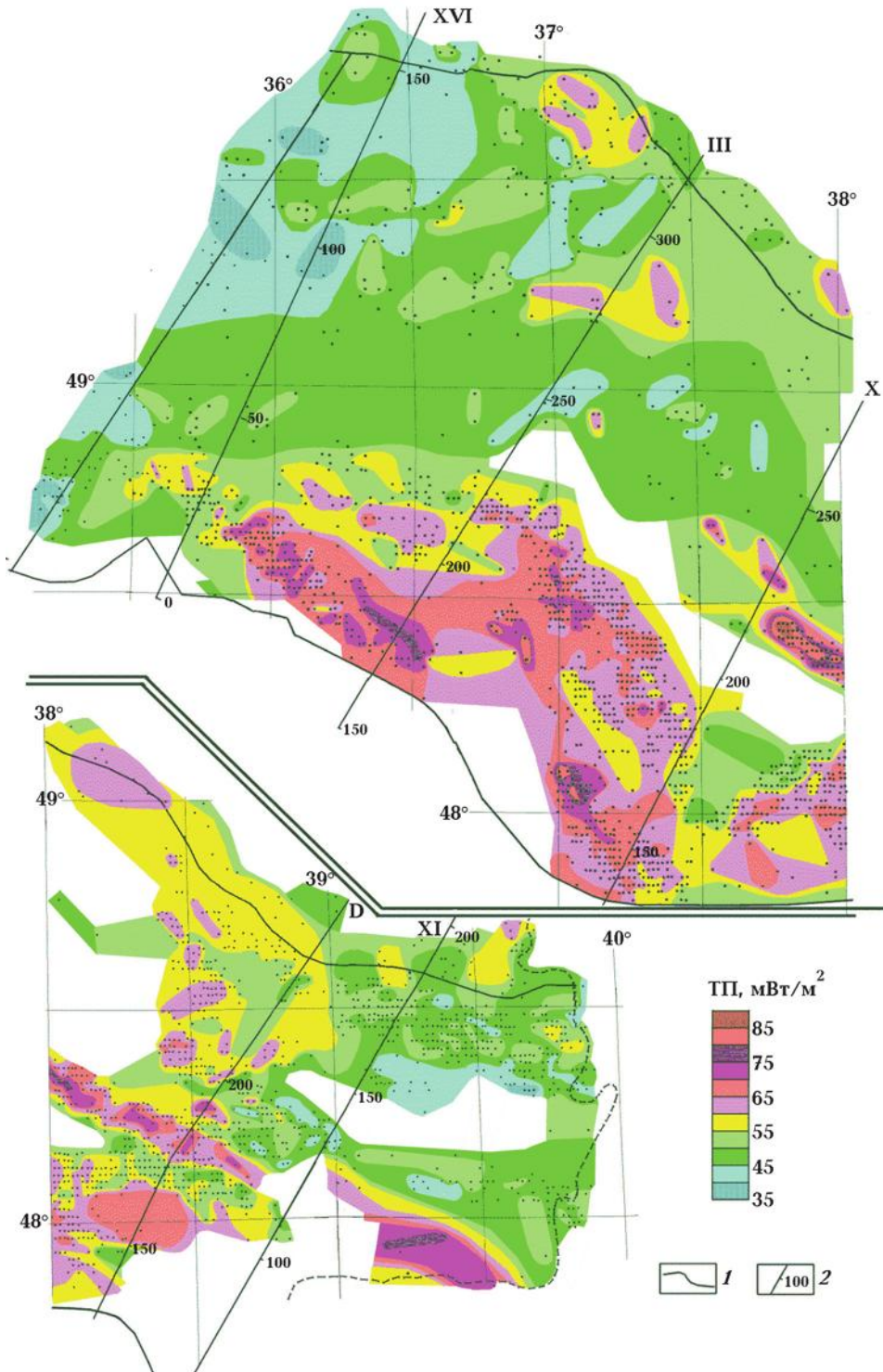


Рис. 3. Карта глубинного теплового потока Донбасса: 1 — границы бассейна, 2 — профили ГСЗ (D — профиль DOBRE).

более интенсивные возмущения приурочены к районам пересечения разломов. Например,

в юго-западной части региона увеличением ТП отмечено пересечение Михайловско-

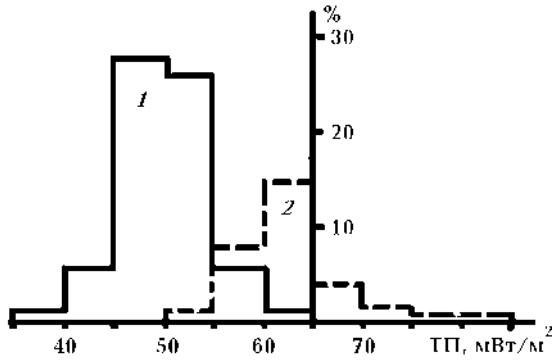


Рис. 4. Гистограмма распределения площадей распространения фоновых (1) и аномальных (2) значений ТП на Донбассе.

Юрьевского и Волновахско-Чернухинского разломов (рис. 3, 5).

Следует отметить, что у разломов отмечается не только повышение, но иногда и понижение значений ТП (например, в северной части Еланчик-Ровеньковского разлома). Это указывает, скорее всего, на циркуляционную природу аномалий, подключение конвективной теплопередачи. В то же время очевидно, что повышения ТП не фиксируют полностью

по ширине и длине обширные зоны разломов, активизированные на последнем этапе развития Донбасса [Верховцев, 2006]. Таким образом, аномалии ТП могут быть связаны с движением подземных вод по относительно узким проницаемым зонам в верхней части земной коры, часто в пределах нарушений ее сплошности, возникших геологически давно. Именно здесь современная активизация проявляется особенно сильно.

Наиболее впечатляющее возмущение связано с Осевым разломом Главной антиклинали. Оно продолжается (и даже усиливается) на Дружковско-Константиновской антиклинали, повторяя смещение структуры и сопровождающего ее разлома. На локальном уровне в последнем случае можно проследить три отдельных возмущения, связанных, вероятно, с циркуляцией вод в проницаемых зонах. На переходе к Нагольному кряжу аномалия несколько «расплывается» (возможно, это следствие недостаточной изученности), что соответствует разделению структуры на несколько более локальных с изменением простирания по сравнению с Главной антиклиналью. На юго-западном борту бассейна четко проявились аномалии значительной интенсивности, простирающиеся с северо-запада на юго-

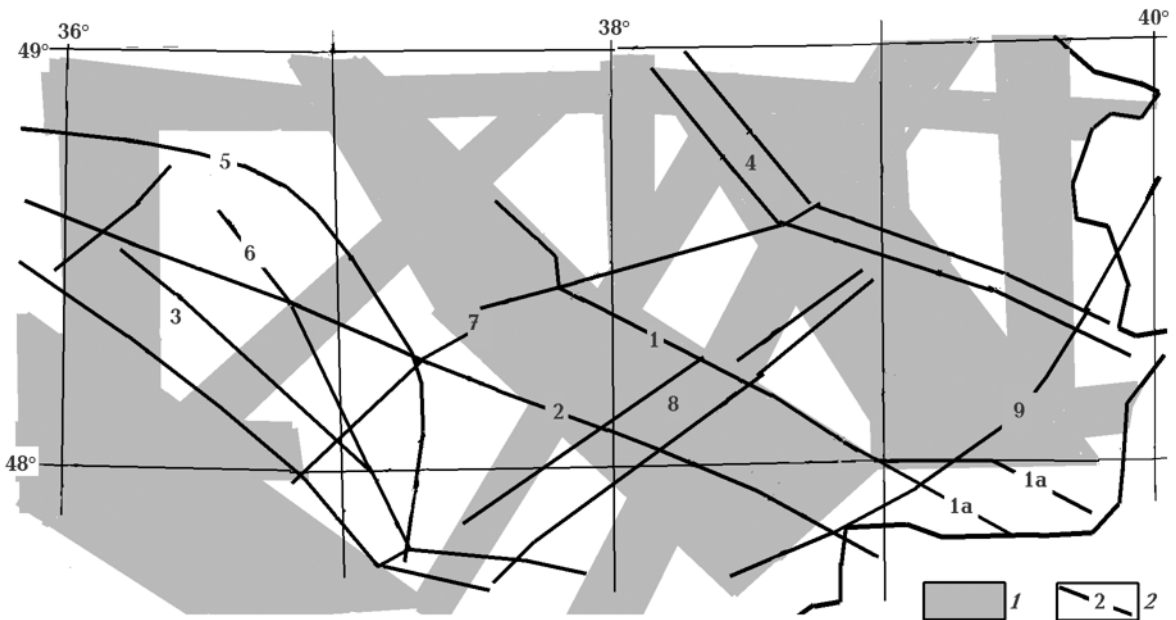


Рис. 5. Схема разломов южной части Донбасса: 1 — зоны разломов, активизированных в последние 3 млн лет [Верховцев, 2006], 2 — крупные (глубинные) древние разломы [Карта..., 1988 и др.] (1 — Осевой Главной антиклинали (1а — разветвление в районе Нагольного кряжа), 2 — Мушкетовско-Персиановский, 3 — Южно-Донбасский, 4 — Северно-Донбасский, 5 — Михайловско-Юрьевский, 6 — Криворожско-Павловский, 7 — Краматорский, 8 — Волновахско-Чернухинский, 9 — Еланчик-Ровеньковский).

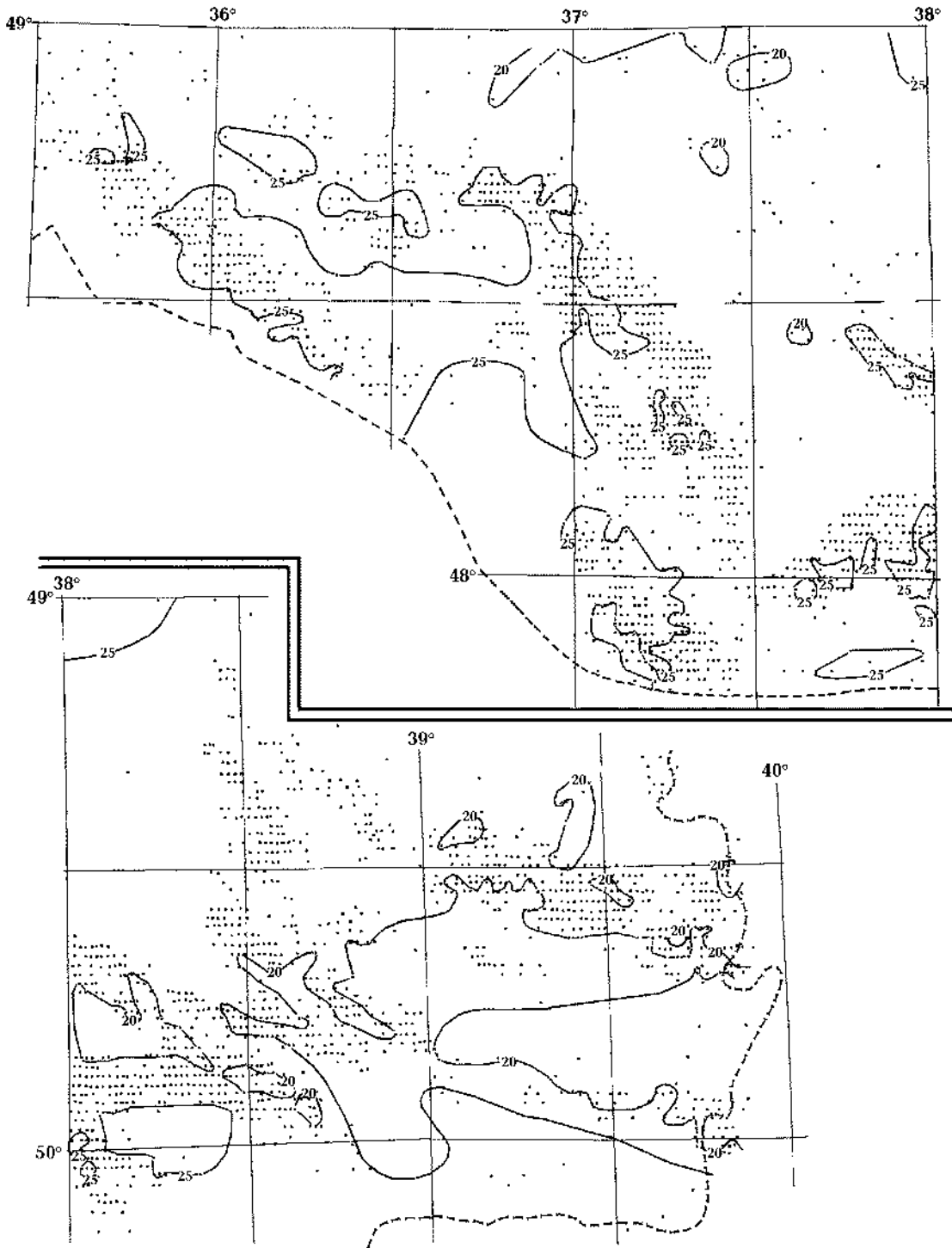


Рис. 6. Распределение температур на глубине 500 м в Донбассе, °С.

восток над Южно-Донбасским, Криворожско-Павловским и Михайловско-Юрьевским разломами. Сближенные аномалии создают превышения фона и на пространстве между ними.

Перечисленные положительные аномалии

ТП в основном имеют простирание, согласное со структурами Донбасса. Заметное меридиональное возмущение, протягивающееся примерно вдоль $38^{\circ}30'$ от Главной антиклинали до северного краевого разлома, выпадает из этой

закономерности. Можно предположить, что оно связано с недавно активизированными разломами, не соответствующими известным древним нарушениям (см. рис. 5).

Глубинные температуры и геотермические ресурсы Донбасса. На большей части региона глубины скважин редко превышают 1 км. Вычисленные значения ТП дают возможность определить температуры на глубине 0,5—1 км, полезные для практического применения (в частности, в качестве одного из параметров, которые необходимо учитывать при отборе метана из неработающих шахт).

Процедура расчета проста: необходимо определить геотермический градиент (делением ТП на теплопроводность), вычислить перепад температур для соответствующего интервала глубин, прибавить температуру поверхности и исключить температурную поправку за палеоклимат. Распределение теплопроводности в интервалах 0—500 и 0—1000 м определялось в виде средних эффективных значений для нескольких районов Донбасса по сведениям о возрасте и литологии пройденных скважинами пород. В основном полученные значения колебались около 2 Вт/м °С, в районах распространения сравнительно рыхлых осадков опускались до 1,7 Вт/м °С, в местах выхода на рассматриваемые глубины литифицированных пород нижнего карбона (преимущественно в центральной части Главной антиклинали) достигали 2,4—2,6 Вт/м °С в случае преобладания в разрезе песчаников.

Вариации температур на глубине 500 м не очень значительны (в пределах 15—30 °С), отчасти они сглажены изменениями теплопроводности (рис. 6). Региональные изменения составляют не более половины приведенного диапазона.

Температура на глубине 1000 м (рис. 7) значительно увеличивается по сравнению с 500 м, находится в интервале 25—55 °С. На этой глубине преобладает влияние ТП на расчетную температуру, максимальные значения сконцентрированы на Главной антиклинали. Приведенное выше предположение о природе находящегося здесь возмущения ТП (как о результате циркуляции подземных вод) не согласуется с использованным методом расчета температуры, но на рассматриваемой сравнительно небольшой глубине отличие незначительно. При переходе к большим глубинам эту проблему следует рассмотреть специально.

Температуры для больших глубин удобно изучать вместе с данными о геотермических

ресурсах региона. Соответствующие сведения неоднократно публиковались (здесь они будут лишь незначительно дополнены и детализованы) [Гордиенко и др., 2002, 2004а,б и др.]. Поэтому ограничимся кратким изложением сути дела.

Речь идет об исследованиях регионального характера, направленных на оценку плотности ресурсов (W) для циркуляционной технологии извлечения тепла из сухих пород [Дядькин и др., 1991 и др.]. Для нее и будут проведены расчеты, которые при необходимости могут быть пересмотрены с учетом требований других технологий. Вычисления ведутся для реальных сейчас глубин бурения (до 6 км), учитываются требования разных потребителей энергии к температуре входа теплоносителя в теплообменник и его сброса. Рассматриваемые перспективные ресурсы категории C_3 учитывают еще и экономическую целесообразность использования земного тепла, что выражается в ограничении их плотностями, при которых получаемая энергия может конкурировать с поставляемой традиционными источниками [Tester, Herzog, 1990 и др.]. При этом будем ориентироваться на ресурсы, пригодные для использования в теплоснабжении, т. е. для добычи из геоконвекционной системы (ГЦС) воды при температуре более 60 °С и сброса ее при 20 °С. Это максимальные ресурсы, так как для обогрева и получения электроэнергии (пара для турбин) необходимы 100—40 °С и 210—70 °С соответственно. Рентабельность получения геотермальной энергии ГЦС для наиболее совершенных технологий достигается при уровне геотермического градиента 2,0—2,5 °С/100 м.

Расчет плотности тепловых ресурсов выполняется следующим образом [Дядькин и др., 1991 и др.]:

$$W = NK\Delta T(H_3 - H_b),$$

где N — норма расхода топлива на товарное тепло — $0,34 \cdot 10^{-10}$ т у.т./Дж (т у.т. — тонна условного топлива: в 1 т нефти — 1,47 т у.т., в 1 т каменного угля — 0,9 т у.т., в 1 т конденсата — 1,54 т у.т., в 1000 м³ газа — 1,25 т у.т., в 1 т бурого угля — 0,49 т у.т.), K — коэффициент температурного извлечения (принят в работе [Дядькин и др., 1991] равным 0,125), C — объемная теплоемкость пород, ее можно считать практически постоянной — $2,5 \cdot 10^6$ Дж/м³ °С, ΔT — разница в температуре теплоносителя и сброса — 40 °С, H_3 — глубина забоя, на

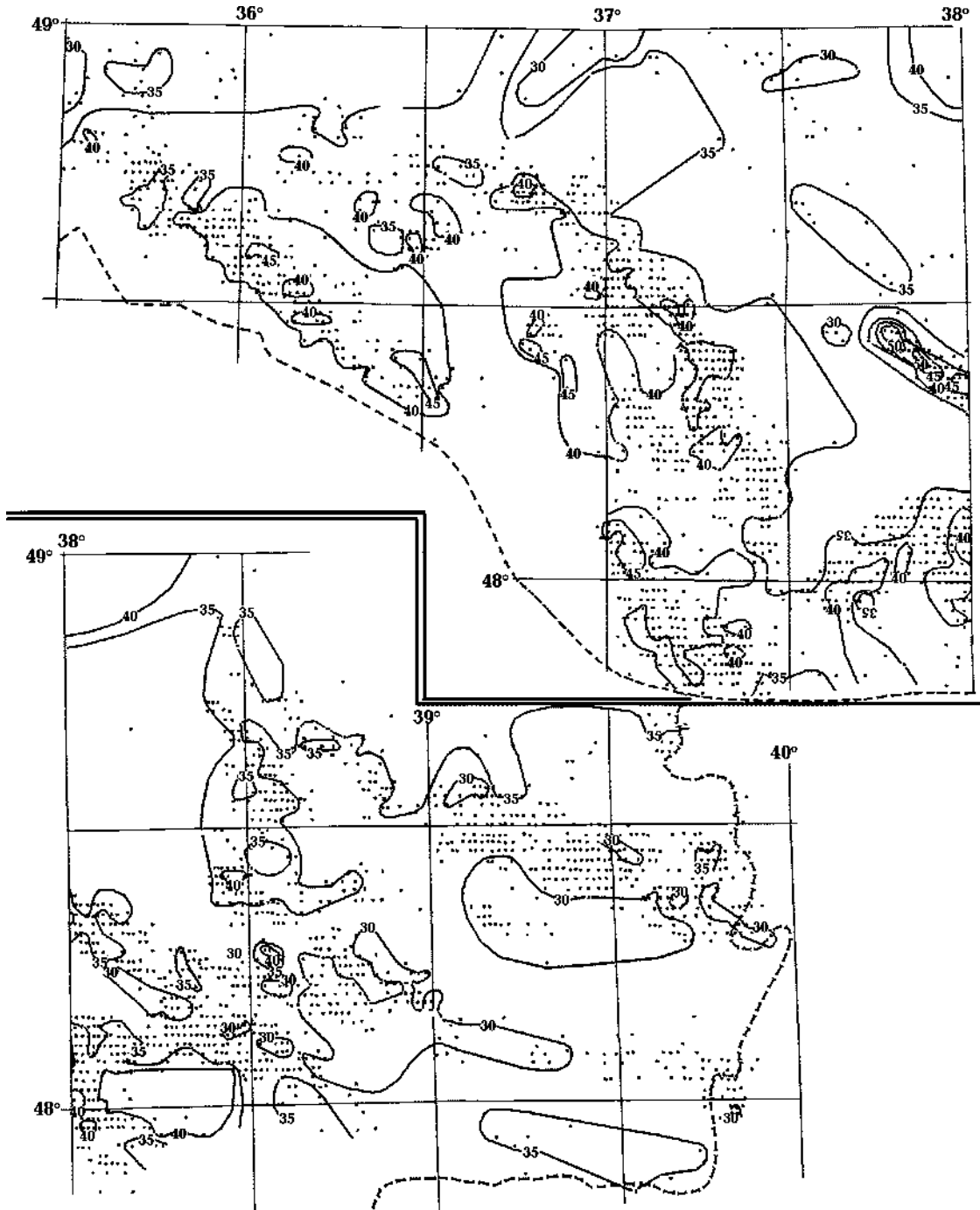


Рис. 7. Распределение температур на глубине 1000 м в Донбассе, °С.

которой определена нижняя T , в м, H_B — глубина, температура на которой обеспечивает среднюю температуру ($T_{cp} = 60$ °С) в интервале $H_3 - H_B$, определяется как $(T_3 - T_T) / 0,5\gamma$, где T_T — температура теплоносителя, γ — средний геотермический градиент в интервале. Соответственно $W = 0,000425(H_3 - H_B)$ в т у.т./м².

При высокой температуре в нижней точ-

ке оказывается, что верхняя точка попадает выше поверхности. Для недопущения этой ситуации для температуры в верхней точке вводится ограничение: она должна быть на 10 °С выше температуры сбрасываемой воды, т. е. 30 °С. В этом случае надо учесть разницу между T_{cp} добываемой воды и стандартным значением 60 °С. Она создает дополнительный

множитель в формуле расчета W , составляющий $(T_{cp}-20)/40$.

Таким образом, задача сводится к расчету температуры для данного региона (распределения теплопроводности с глубиной) при разных реальных для региона ТП и последующему расчету W для глубины бурения 6000 м (проведены и вычисления для 4500 и 3000 м). Учет конкретной температуры поверхности в месте расчета глубинных температур дает вариации значений W до $\pm 4\%$ (например, при замене $80\text{ }^\circ\text{C}$ на $6\text{--}10\text{ }^\circ\text{C}$). Поэтому, в принципе, можно в каждом регионе ввести одно значение T_0 при расчете температуры по ТП.

Очевидно, что коэффициент температурного извлечения — не константа. Его необходимо определить, ориентируясь на реальные условия рассматриваемой процедуры. Он определен для градиентов: $0,02\text{--}0,108$, $0,03\text{--}0,127$, $0,04\text{--}0,136$, $0,05\text{--}0,141\text{ }^\circ\text{C}/\text{м}$.

Для вычислений использовались средние значения теплопроводности (2; 2,1; 2,3; 2,5 Вт/м $^\circ\text{C}$) в интервалах глубин 0—1,5, 1,5—3, 3—4,5 и 4,5—6 км соответственно.

При оценке значений ТП, мВт/м 2 (44, 48,56,64,73,81,90), при которых достигается определенный уровень W_6 , т у.т./м 2 (2,5, 3, 4, 5, 6, 7, 8) соответственно, 44—2,5, 48—3, 56—4, 64—5, 73—6, 81—7, 90—8 т у.т./м 2 убеждаемся, что плотности ресурсов, подходящие категории C_3 , довольно широко распространены.

Представляет некоторый интерес сравнение значений W с данными по месторождениям углеводородов. Рассмотрим плотность запасов энергии, которую можно получить в виде товарного тепла из крупного нефтяного месторождения в ДДВ (без учета затрат энергии на транспортировку нефти и при КПД преобразования в полезное тепло 0,8). Примем такие реальные параметры месторождения: мощность продуктивного слоя — 180 м, пористость пород коллектора — 0,15, коэффициент заполнения пор — 0,75, коэффициент извлекаемости — 0,37, плотность нефти — 0,8 т/м 3 . Получаем 8,8 т у.т./м 2 . На мелком месторождении (которое в условиях Украины считается рентабельным эксплуатировать при наличии готовых скважин) плотность запасов на порядок меньше.

Таким образом, даже по концентрации геотермальная энергия сопоставима в некоторых районах с сосредоточенной в традиционно используемых месторождениях углеводородов. Площади распространения ее несопоставимо больше (рис. 8).

Приведенный выше расчет K предусматривает «одноразовую» методику добычи тепла. В этом смысле значение W_6 представляется резко заниженным. Понятно, что извлечение энергии можно продолжать и после истощения ее источника на глубине 5,5—6 км (не исключено, что без бурения дополнительных скважин). Возможным представляется получение энергии с глубины не менее 2,5—3 км при геотер-

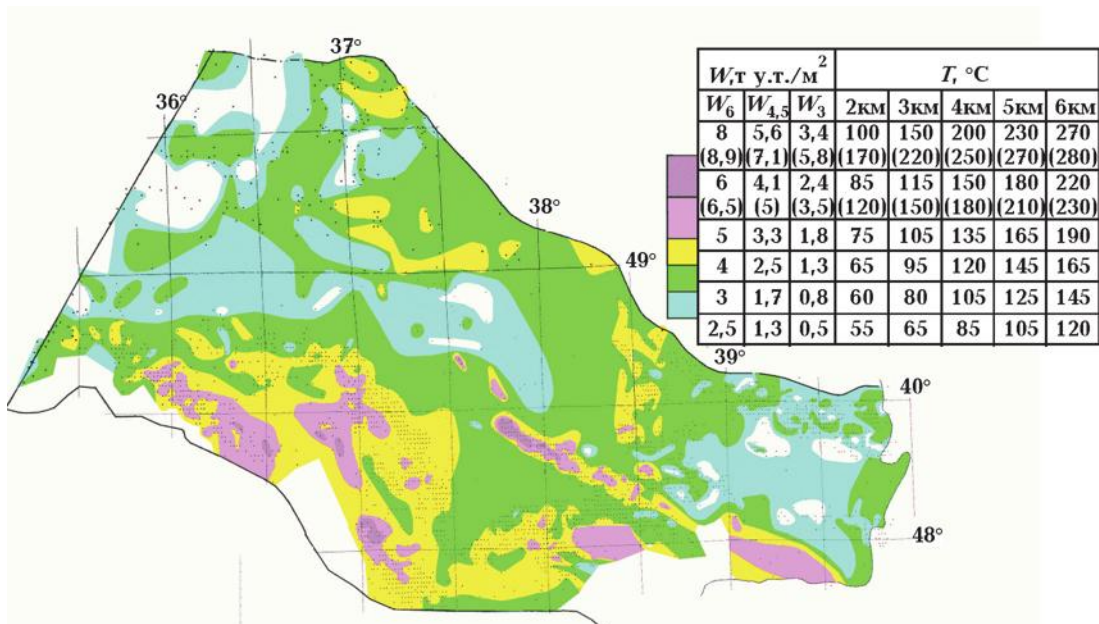


Рис. 8. Распределение геознергетических ресурсов и температур на глубине 2—6 км на территории Донбасса.

мическом градиенте $2^\circ\text{C}/100\text{ м}$. Проведя соответствующие вычисления для других глубин подошвы эксплуатируемого интервала (H , км), получим значения $W=(0,427H-0,07)(\gamma-2,7+0,3H)$. Например, при типичном в ДДВ тепловом потоке $45\text{ мВт}/\text{м}^2$ «полное» значение W увеличится по сравнению с W_6 в 4,5 раза. Отметим, кстати, что, используя данные по регионам, для которых характерны различные значения W_6 , легко получить (для диапазона $W_6=2,5-10$) $W_3=0,53(W_6-1,5)$ и $W_{4,5}=0,78(W_6-0,8)$.

В основе расчета глубинных температур для оценки геознергетических ресурсов лежит представление о кондуктивном теплопереносе в рассматриваемом интервале глубин. Выше было приведено предположение о наличии в верхней коре под интенсивными аномалиями ТП значительного конвективного теплопереноса. Ниже вопрос рассматривается подробнее, здесь лишь отметим, что при включении этого компонента W и T при тех же ТП заметно увеличатся. Соответствующие оценки сделаны для наиболее прогретых (сравнительно мало распространенных в Донбассе) районов с W_6 6 и 8 т.у.т./м². Результаты (приведены в скобках в таблице на рис. 8) свидетельствуют о существенном увеличении плотности геознергетических ресурсов и глубинных температур.

В рассмотренных районах возможно получение теплоносителя с $T \geq 210^\circ\text{C}$, т. е. производство пара, пригодного для выработки электроэнергии без догрева извлекаемой воды. Причем такая процедура осуществима не только на максимальной глубине, но и на 3 и 4,5 км. Это уникальная ситуация для территории Украины,

подобная существует еще только на части Закарпатского прогиба.

Наиболее перспективным представляется (если исключить сжигание угля как экологически неприемлемое) комплексное использование на электростанциях в Донбассе нагретого флюида и угольного метана. Его запасы в закрытых шахтах составляют около 90 млрд м³, во всех шахтах — около 800 млрд м³ [Азаров и др., 2009].

На всей площади бассейна суммарные ресурсы категории W_4 составляют около 0,1 трлн т у.т., что в 2,5 раза больше всех запасов горючих ископаемых (они более чем на 95 % состоят из каменного угля Донбасса) Украины [Гордиенко и др., 2002]. Напомним, что при использовании тепла не только на максимальной, но и на промежуточных глубинах ресурсы увеличиваются в несколько раз.

Интерпретация распределения ТП. Анализируя выявленное распределение глубинного ТП в Донбассе, необходимо прежде всего объяснить его фоновое значение, установить аномалии и провести их интерпретацию, построить тепловую модель тектоносферы.

Первый этап представляет собой расчет мантийной и коровой составляющих ТП. Мантийная составляющая представляет собой следствие всей известной тепловой истории мантии [Гордиенко, 2012 и др.], включающей эффекты действия радиогенных источников тепла, кондуктивного охлаждения через поверхность, выноса тепла периодическими актами мантийной адвекции. При нормальной теплогенерации (ТГ) в фанерозое на значи-

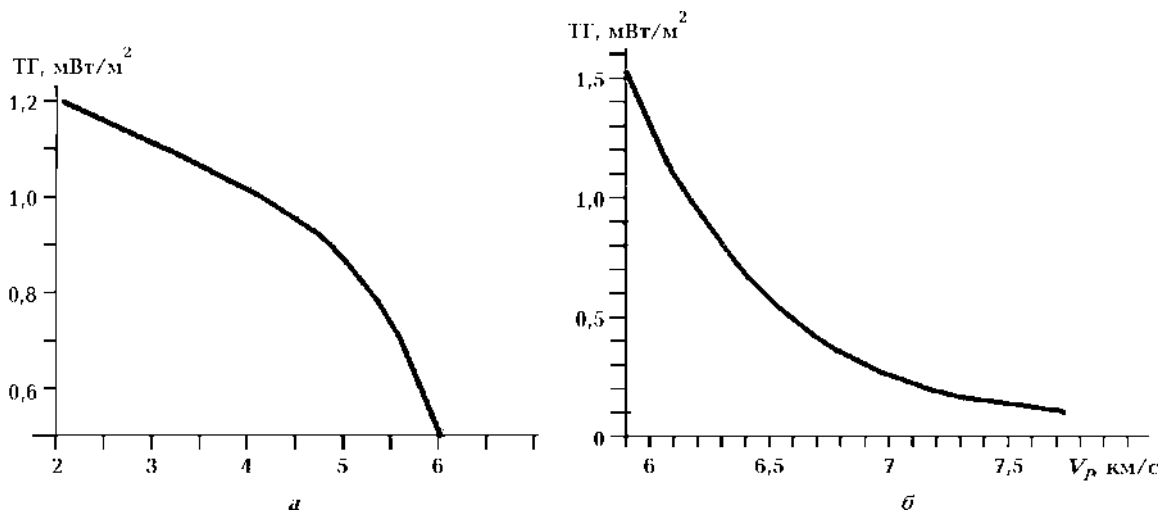


Рис. 9. Связь ТГ со скоростью распространения продольных сейсмических волн для песчано-глинистых осадков и метатеплитов (а) и пород консолидированной коры (б).

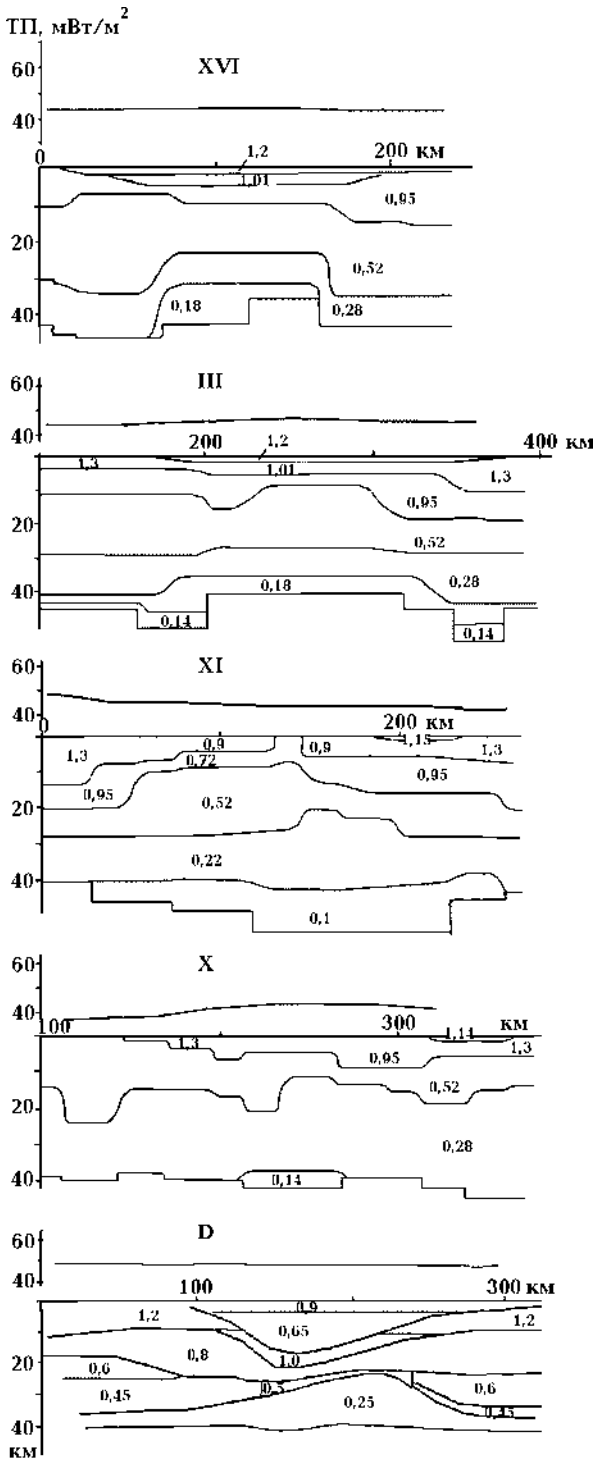


Рис. 10. Теплогенерационные разрезы земной коры Донбасса вдоль профилей ГСЗ и расчетный фоновый ТП. Цифры — теплогенерация слоев коры, мкВт/м³.

тельном временном расстоянии от последнего акта адвекции она равна примерно 20 мВт/м². Для Донбасса нет оснований пересматривать

эту величину.

Коровая составляющая обусловлена значениями ТГ пород в этом интервале глубин, для ее определения можно использовать решение прямой стационарной задачи. Распределение ТГ устанавливается по скоростям распространения продольных сейсмических волн, полученным в виде разрезов вдоль профилей ГСЗ. В бассейне можно использовать данные по четырем профилям (см. рис. 3), пятый (XVI) относится к переходной зоне, но расчетный ТП вдоль него не отличается от остальных четырех (см. ниже). Виды связи ТГ и скорости распространения продольных сейсмических волн приведены на рис. 9.

На скоростных разрезах вдоль профилей ГСЗ в Донбассе в их верхней части выделяется слой с относительно низкими скоростями ($V_p=5,7\div 5,9$ км/с), глубина подошвы которого в центре бассейна достигает 15—20 км [Ильченко, Степаненко, 1998, Grad et al., 2003 и др.]. По распространенному мнению, он сложен осадками.

Учитывая величину эрозионного среза в регионе [Корчемагин, Рябоштан, 1987 и др.], следует допустить исключительную мощность осадков (до 25 км). Большая их часть, вероятно, должна приходиться на девон (что не согласуется с известными фактами о составе и скорости накопления его пород) или гипотетический в регионе рифей. Однако этому противоречит герцинская тепловая история Донбасса. В период максимального регионального метаморфизма основной части слоя (т. е. в герцинское время) ТП по региону в среднем достигал 70—75 мВт/м², что видно и по данным геологических термометров (см. ниже). Таким образом, глубже 11 км (6—7 км от современной поверхности) метаморфические породы должны присоединиться к консолидированной коре и стать практически неотличимыми от нее по скоростной характеристике.

Оценим современные значения V_p в бассейне на глубине 10—20 км для двух вариантов состава пород этого слоя коры: 1) породы, образованные в результате метаморфизма осадочных образований, 2) породы изначально были кристаллическими. В первом случае на глубине 11—25 км (герцинское время) при $T=400\div 800$ °С возникли образования от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций метаморфизма пелитового ряда. Скорости сейсмических волн для них в условиях поверхности составляют в среднем около 6 км/с. Для нормальных современных температур названных глубин около

300 °С (т. е. для ситуации, не предусматривающей современной глубинной активизации Донбасса) они должны достигать 6,15 км/с. Для второго варианта можно воспользоваться скоростным разрезом кристаллических пород на тех же профилях ГСЗ вне Донбасса на глубине 0—10 км — в среднем 6,15 км/с, увеличив эти значения для нужных глубин до 6,2—6,3 км/с.

При современной активизации рассматриваемый интервал глубин прогревается примерно на 300 °С, соответственно скорость сокращается до 0,2 км/с. Для достижения наблюдаемого уровня необходима, скорее всего, флюидизация этой части разреза (она характерна для части коры над слоем частичного плавления, расположенным на глубине более 20 км) с концентрацией жидкости в первые проценты. Это объяснение скоростного разреза ведет к резкому понижению расчетной ТГ в рассматриваемом интервале глубин (см. рис. 9).

К вычисленному мантийному и коровому эффектам добавлена незначительная величина (2 ± 1 мВт/м²) остаточного аномального ТП, сохранившегося от герцинских и киммерийских активных процессов (см. выше). В результате (рис. 10) получены практически постоянные по площади бассейна значения около 45 мВт/м², близкие к установленному по экспериментальным данным (см. рис. 4).

Учитывая погрешности расчета фона (судя по вариациям ТГ при постоянной скорости, они составляют не менее нескольких мВт/м²) и экспериментальных данных (см. выше), будем считать достоверными аномалиями значения ТП 30—35 и 55—60 мВт/м². Отрицательные аномалии не фиксируются, положительные логично связать с современной активизацией региона. Кроме приведенных выше соображений в пользу этого мнения свидетельствуют поднятие поверхности за последние 3 млн лет [Верховцев, 2006], отрицательная мантийная гравитационная аномалия, данные геоэлектрики [Гордиенко и др., 2006 и др.].

Выявленные аномалии представляют собой возмущения интенсивностью от 10—15 до 30—40 мВт/м², по крайней мере частично приуроченные к разломам. Аномалии такой интенсивности встречаются и во многих других зонах современной активизации, в том числе в ДДВ. Здесь они представлены очень незначительными по площади возмущениями, большая часть которых не может быть показана на карте. При приближении к Донбассу их количество растет, создается впечатление

объединения аномалий, в результате чего они занимают уже заметную площадь. Но единичные аномалии, возможно, такие же узкие, как и в ДДВ (рис. 11).

В некоторых случаях можно наблюдать не только ограниченную ширину, но и сравнительно небольшую длину локальных аномалий, лишь в несколько раз превосходящую ширину.

В ДДВ на территории аномалий пройдены глубокие скважины, они выявляют природу возмущений — инъекцию глубинных термальных вод по проницаемым зонам разломов. Источник флюидов располагается на глубине несколько более 6 км. Этот уровень характерен для кровель магматических внедрений из слоя частичного плавления в средней коре периода активизации: на меньшей глубине быстро растет температура солидуса пород амфиболитовой фации метаморфизма [Гордиенко, 2012 и др.]. Такую же схему можно предположить и для Донбасса, хотя не исключено, что этапы современной активизации не совпадают. Модель процесса удобно рассмотреть на примере предыдущей, киммерийской, активизации фрагментов Главной антиклинали, так как в этом случае возможен ее основательный контроль довольно хорошо изученными последствиями преобразований пород, окружающих проницаемую зону [Александров и др., 1996]. По ним установлено и наличие интрузии киммерийского возраста с кровлей на глубине 6—7 км. Фоновые температуры, естественно, отличаются от современных в верхней коре: тогда сравнительно недавно завершился герцинский геосинклинальный процесс. Второе отличие от современной ситуации — существование у поверхности малопроницаемого слоя перми. Отметим также, что в мезозое температура поверхности была на 20 °С выше современной.

Следует подчеркнуть, что распределение температур между поверхностью и резервуаром флюида перед началом циркуляции мало различается в месте будущей ячейки и в ближайших окрестностях. Интенсивная конвекция развивается именно в зоне повышенной проницаемости.

По проявлениям гидротермальной деятельности определена ширина и длина конвективной ячейки, точнее ее восходящей ветви. Определено число Релея для процесса в пористой среде [Гершуни, Жуховицкий, 1972]: $Ra = g\alpha K H \Delta T / \nu a = 3,3 \cdot 10^{-17} \text{ м}^2 \cdot \text{К}$, где g — ускорение силы тяжести, α — коэффициент температурного расширения флюида (для необходимых

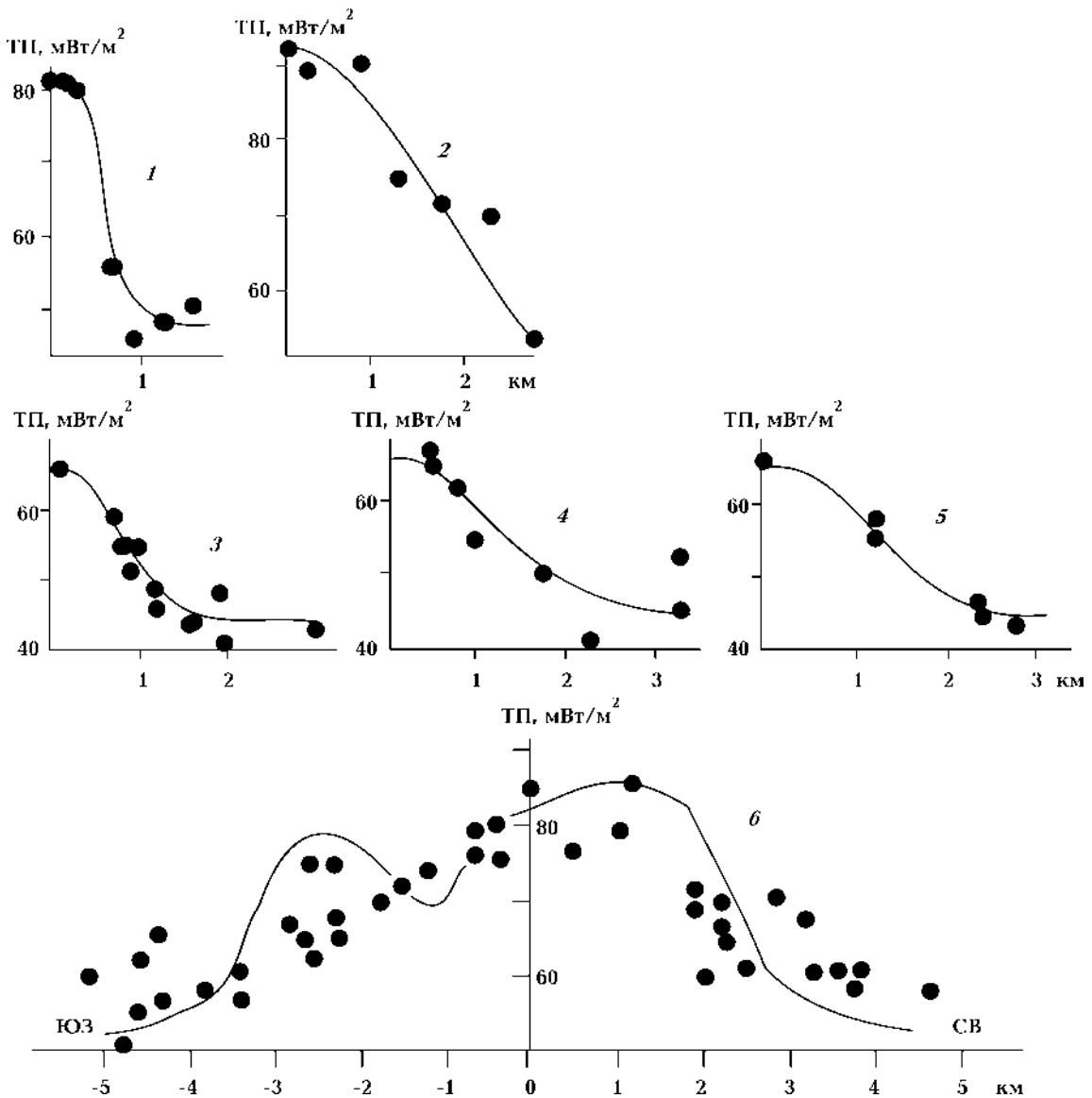


Рис. 11. Локальные аномалии ТП в Донбассе (1 — Михайловская, 2 — Константиновская) и ДДВ (3 — сводная аномалия для нескольких площадей центральной части ДДВ, 4 — Малодевицкая, 5 — Яблуновская), 6 — Никитовское рудное поле в Донбассе. Точки — экспериментальные данные, линии — расчетные.

PT -условий — около $8 \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ [Справочник..., 1969; Ribando et al., 1978 и др.], K — коэффициент проницаемости среды, H — мощность конвектирующего слоя (6,5 км), ΔT — перепад температур на его границах ($\sim 375 \text{ } ^\circ\text{C}$), ν — динамическая вязкость флюида ($8 \cdot 10^{-8} \text{ м}^2/\text{с}$) [Справочник..., 1969; Ribando et al., 1978 и др.], a — температуропроводность среды ($7 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$). Значение K для пористости в 1% (характерной для зоны позднего метагенеза терригенных пород Донбасса и вообще для пород, вмещающих гидротермальные месторождения [Шарапов, 1992], и океанической коры [Fehn et al.,

1983 и др.]) составляет $5 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Это значение примерно согласуется с установленным для пород Шебелинского месторождения — $3 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ [Ромм, 1966]. Для случаев трещиноватости (даже микротрещиноватости, заметно не увеличивающей объем пустот) K резко растет. Коэффициент увеличивается и с ростом температуры [Ромм, 1966]. Э. М. Галимовым экспериментально установлено определяющее значение сотрясаемости для роста K примерно на 2—3 порядка [Галимов, 1973]. Современная сейсмичность в Донбассе плохо изучена, однако не вызывает сомнений, что она, конечно,

была и при киммерийской активизации. Оценка реального K должна быть на уровне $5 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$, а значение $Ra=2 \cdot 10^5$.

Время оборота флюида в ячейке составит $t=H^2/aVRa$, нахождения в вертикальной ветви (1/6 полного времени) — около 600 лет. Впрочем, использованное выражение получено для движения всей среды, а не жидкости в порах. Поэтому лучше воспользоваться величиной критерия Нуссельта, хотя для больших чисел Релея он устанавливается ненадежно. Оценка Nu по Ra составляет 50 [Механика..., 1984]. Время пребывания флюида в восходящей ветви $t=mH^2/aNu(c_{рф}/c_{рп})$, где m — пористость (1%), $c_{рф}$ и $c_{рп}$ — объемные теплоемкости флюида и породы. Результат согласуется с приведенным выше — 600 лет. Расчет выполнен для условия, что через каждые 600 лет восходящая ветвь заполняется новой порцией флюида с температурой источника около 400°C на глубине 7 км. Аномальная температура внутри рассматриваемого объема изменяется во времени и пространстве в связи с теплоотдачей в окружающую среду и суммарным эффектом предшествующих внедрений флюида. Стабилизация «теплого купола» происходит через 50—70 тыс. лет.

Изменение температуры внутри восходящей ветви шириной 2 км во времени для глубины 4,5 км (примерно современная поверхность Земли) на разных расстояниях от центра объекта показано на рис. 12.

Необходимо доказать, что в течение 60 тыс. лет можно в резервуаре на глубине около 7 км и более поддерживать $T \approx 400^\circ\text{C}$, несмотря на многократно усиленный по сравнению с

кондуктивным отток тепла. Расчет доказывает реальность этого временного интервала. Он основан на предположении, что под кровлей интрузии на небольшой глубине располагаются частично расплавленные породы (с $T=600^\circ\text{C}$ и более), протягивающиеся до глубины более 20 км. В такой конструкции неизбежна конвекция, выносящая тепло к кровле интрузии [Механика..., 1984]. Тепла магматического резервуара, запасенного в виде перегрева, по сравнению с температурой солидуса (даже без учета скрытой теплоты плавления) достаточно для поддержания необходимой температуры в верхней, уже закристаллизовавшейся части интрузии и флюидной конвекции. Однако значительное превышение расчетного времени маловероятно. Тепломассоперенос в интервале глубин под источником флюида может осуществляться и по другой схеме. В магматическом очаге на глубинах более 20 км формируются порции вещества, которые периодически (с интервалами меньше 600 лет) выбрасываются в верхнюю кору, как это показано для Камчатки [Славина и др., 2011]. Возможно, что импульсы активизации ниже- и среднекорового очага магмы стимулируются вторжениями из мантии. Впрочем, такой вариант скорее характерен для районов активного вулканизма, а не присутствия телетермальных проявлений активизации.

Таким образом, доставка необходимого количества энергии в конвектирующий объем возможна, но она приведет к аномально быстрому охлаждению и кристаллизации интрузии. Процессы оказываются геологически синхронными и мгновенными.

При изменении ширины восходящего течения на указанной выше глубине в центре купола получим расчетные $T=390 \div 270^\circ\text{C}$. Последнее значение температуры относится к минимальной ширине проницаемой зоны в первые сотни метров. Именно его можно сравнить с экспериментальным в узкой зоне центральной части Главной антиклинали (Ольховатской) и Нагольного кряжа (рис. 13). В выходящих на современную земную поверхность породах узких антиклинальных складок с наклонными по простиранию замками можно проследить ката- и метагенетические изменения на разных глубинах в пределах «термальных куполов» и за их границами во время постгерцинской активизации. Естественно, используются и данные по керну скважин, пробуренных на соответствующих участках антиклиналей в связи с изучением золотосульфидного оруденения.

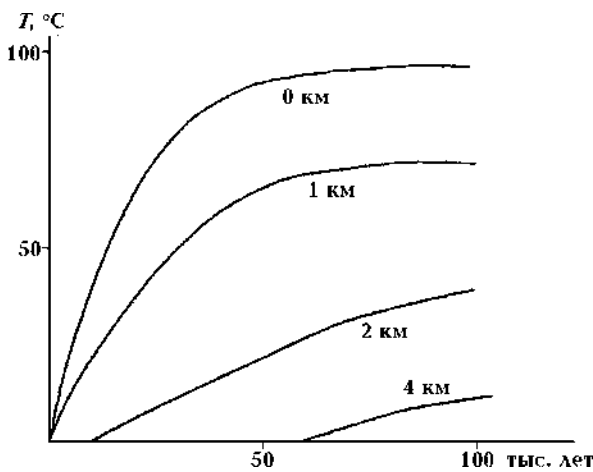


Рис. 12. Аномальная температура в «термальном куполе» в зависимости от времени действия конвекции и расстояния от центра.

Фиксируемые этими геотермометрами температуры практически полностью совпадают с расчетными, установленными по приведенной выше схеме.

Применение разработанной схемы расчета для объяснения современных аномалий ТП позволяет получить согласующиеся с наблюдаемыми величины практически при тех же параметрах конвективной системы (см. рис. 11). Формирующиеся в этом случае температуры (на глубине до 6 км) представлены на рис. 8. Практически аналогичные (по времени формирования стабильного термального купола, аномальным температурам и проницаемостям разломных зон) модели формирования получены у разломов центральной части Украинского щита, Рейнского грабена и Галапагосского рифта [Fehn et al., 1983 и др.; Гордиенко, 2000; Bachler et al., 2002].

Представляется вполне вероятным, что природа аномалий ТП Донбасса не до конца изучена. В районах распространения обширных по площади аномалий со значениями $ТП=55\pm 60$ мВт/м² часто создается впечатление, что более интенсивные узкие аномалии развиты на этом повышенном фоне. Возможно, здесь тепловая волна от среднекоровых источников, связанных с современной активизацией, уже достигла поверхности. Это характеризует возраст образования корового этажа процесса — более 4 млн лет. Отметим, что такой возраст вполне реалистичен, для него рассчитана приведенная на рис. 14 тепловая модель коры и верхних горизонтов мантии региона.

Перед ее построением необходимо было от-

ветить на вопрос о размерах части территории Донбасса, охваченной современной активизацией. Возможны два варианта ответа: 1) в северной части бассейна активизация затронула только незначительную площадь (в основном у северного краевого разлома), 2) активизация происходит во всем бассейне, но в указанной северной части коровый этаж возник сравнительно поздно и его тепловой эффект не достиг поверхности. В качестве предпочтительного рассмотрен первый, при этом учтено распространение максимальных поднятий за последние 3 млн лет в южной части бассейна и приуроченность к ней максимальных мантийных гравитационных аномалий [Гордиенко и др., 2006]. Существенную определенность должны внести данные глубинной геоэлектрики. Они получены почти исключительно вдоль профиля ГСЗ XI, для него и построена тепловая модель, хотя это наименее изученная часть Донбасса (см. рис. 3).

Стартовая тепловая модель, существовавшая более 4 млн лет назад перед началом современной активизации, представляла собой платформенное распределение температуры в тектоносфере, несколько осложненное следами тепловых аномалий обоих знаков, возникших в герцинское и киммерийское время. Над подошвой верхней мантии выделяется довольно мощный слой незначительного частичного плавления. Вещество его верхней части (интервал глубин 350—400 км) адвективно перемещается на глубину 200—250 км, затем на 50—100 км. Из возникающего здесь слоя частичного плавления вещество выносится в

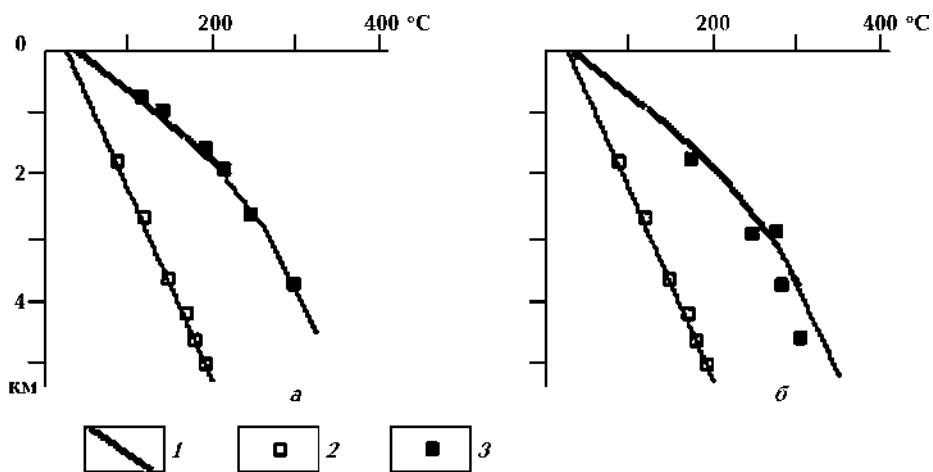


Рис. 13. Сравнение расчетных распределений температуры (1) с данными геотермометров по золотосульфидным месторождениям Главной антиклинали Донбасса [Александров и др., 1996](а) и Нагольного кряжа [Курило, 1980](б); 2, 3 — данные геотермометров (2 — вне термальных куполов, 3 — в термальных куполах).

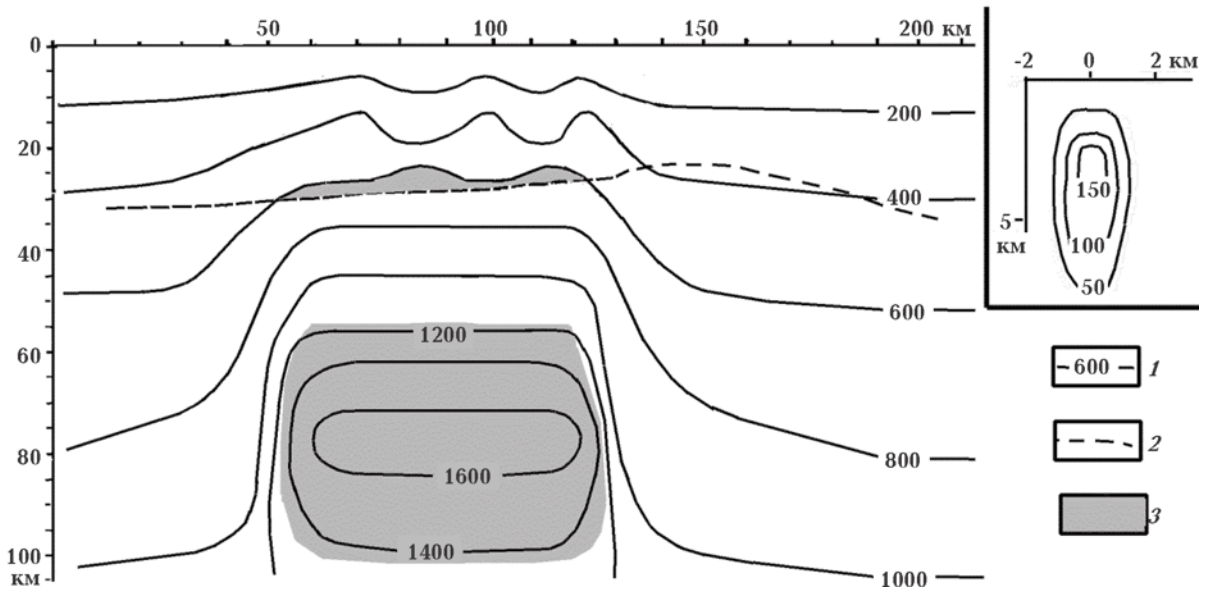


Рис. 14. Распределение температур в коре и верхних горизонтах мантии вдоль профиля ГСЗ XI. На врезке — аномальные температуры, дополняющие модель, связанные с одним из вариантов конвекцией в проницаемой зоне разлома: 1 — изотермы, °С, 2 — скоростная граница 6,8 км/с по данным с профилей ГСЗ XI и D, 3 — зоны частичного плавления.

кору, занимая в ней на глубине 40—30 км половину объема, на 20—30 км — четверть. На его место опускается относительно холодное эколгитизированное основное вещество коры, на глубине более 20 км формируется зона частичного плавления. В последней в течение примерно 0,2 млн лет происходит внутрикоровая адвекция: возникают кислые или средние интрузии с верхними кромками на глубине около 6—7 км и флюидная циркуляция в ослабленных дайкообразных структурах над ними, вплоть до поверхности. Результаты моделирования иллюстрирует рис. 14.

В верхней мантии температура солидуса на глубине 50 км принята равной 1200 °С, на 100 км — 1370 °С [Гордиенко, 2012 и др.]. В коре она составляет 600 °С для пород амфиболитовой фации метаморфизма, которым соответствует скорость распространения продольных сейсмических волн менее 6,8 км/с. Глубина приведенной на рис. 14 скоростной границы в районе активизации должна быть признана максимальной, так как прогрев понижает скорость. Тем не менее мощность зоны частичного плавления невелика, не исключено, что она в настоящее время почти не проявлена.

Все же над ней должна сохраниться зона флюидизации, дополненная аналогичным образованием над кровлей интрузий в верхнюю кору. Последние локальны в отличие от расположенных ниже. С локальными зонами флю-

идизации (циркуляции по ослабленным зонам разломов) связана неполнота модели. Она получена как результат решения кондуктивной задачи и не может отражать последствия водной циркуляции, в частности наблюдаемую величину ТП в аномалиях и распределение температур на небольших глубинах под ними. Реальные значения температур показаны на рис. 8. Варьируя интенсивность конвекции и ширину ее восходящих ветвей, можно получить весь спектр наблюдаемых аномальных ТП, но по имеющимся данным о параметрах циркуляционных систем нельзя предсказать такие аномалии. Один из вариантов дополнения кондуктивной модели показан на врезке рис. 14.

Неполнота модели обусловлена также ее ограничением территорией Донбасса. Вполне вероятно современная активизация Приазовского массива практически рядом с бассейном. В этом случае температуры в коре и верхней мантии юго-западной части модели должны быть выше.

Заключение. Новый этап изучения теплового поля Донбасса, результаты которого представлены в статье, позволил:

- дополнить имевшуюся информацию о распределении ТП в регионе, преимущественно на северной, в меньшей степени изученной окраине;
- построить более подробную карту ТП,

- точнее определить фон и выделить менее значительные по площади аномалии;
- обосновать происхождение фонового ТП, распространенного на большей части территории Донбасса;
- построить карты распределений температур на глубинах 0,5 и 1 км, имеющие прикладное значение;
- изучить с большей детальностью геотермические ресурсы региона, выделить территории, где возможно получение теплоносителя с температурой, допускающей получение пара для производства электроэнергии;
- рассмотреть природу различных аномалий ТП кондуктивной и конвективной

природы, обосновать аномальный рост проницаемости, необходимый для выноса тепла с интенсивностью, обеспечивающей возникновение наблюдаемых аномалий ТП;

- построить тепловую модель коры и верхних горизонтов мантии Донбасса, согласующуюся с распределением ТП в бассейне и допускающую независимый контроль геолого-геофизическими методами.

Именно такая проверка даст возможность выбрать наиболее вероятные варианты природы теплового поля Донбасса (структуры теплопереноса) и конструкции отражающей его тепловой модели тектоносферы.

Список литературы

- Азаров Н. Я., Анциферов А. В., Голубев А. А., Канин В. А., Майборода А. А., Крижановская Л. Н. Ресурсы угольных газов Украины и перспективы их добычи на современном этапе. *Наукові праці УкрНДМІ НАН України*. 2009. № 5 (частина I). С. 352—372.
- Александров А. Л., Гордиенко В. В., Деревская Е. И., Земсков Г. А., Иванов А. П., Панов Б. С., Шумлянский В. А., Эпов О. Г. Глубинное строение, эволюция флюидно-магматических систем и перспективы эндогенной золотоносности юго-восточной части Украинского Донбасса. Киев: ИФИ УНА, 1996. 74 с.
- Атлас родовищ нафти і газу України: в 6 т. Під ред. М. М. Іванюти. Львів: Центр Європи, 1998.
- Верховцев В. Новітні вертикальні рухи земної кори території України, їх взаємовідношення з лінійними та кільцевими структурами. В кн.: *Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання*. Київ: Вид. КНУ, 2006. С. 129—137.
- Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. Москва: Недра, 1973. 384 с.
- Гершуни Г. З., Жуховицкий Е. М. Конвективная неустойчивость сжимаемой жидкости. Москва: Наука, 1972. 392 с.
- Гордиенко И. В. Интерпретация Кировоградской аномалии теплового потока. *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 3. С. 82—89.
- Гордиенко В. В. Процессы в тектоносфере Земли. (Адвекционно-полиморфная гипотеза). Saarbrücken: LAP, 2012. 256 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В. Геоэнергетические ресурсы Донбасса. Докл. НАН Украины. 2004а. № 4. С. 103—105.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Пек Й., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Днепроовско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін-прес, 2006. 142 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Геотермический атлас Украины. Киев: Изд. ИГФ НАНУ, 2004б. 60 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Усенко О. В. Тепловое поле территории Украины. Киев: Знание, 2002. 170 с.
- Дядькин Ю. Д., Богуславский Э. И., Вайнблат А. Б., Остроумова И. М., Троицкая Е. Б., Моисеенко У. И. Геотермальные ресурсы СССР. В кн.: *Геотермические модели геологических структур*. Санкт-Петербург: Изд. ВСЕГЕИ, 1991. С. 168—176.
- Ильченко Т. В., Степаненко В. М. Скоростная модель земной коры и верхов мантии Донбасса и ее геологическая интерпретация. *Геофиз. журн.* 1998. Т. 20. № 2. С. 95—105.
- Карта геотермальних ресурсів України. 1:2 500 000. Укладачі: В. В. Гордієнко, І. В. Гордієнко, О. В. Завгородня. Київ, 2002а.
- Карта глибинного теплового потоку України. 1:2 500 000. Укладачі: В. В. Гордієнко, І. В. Гордієнко, О. В. Завгородня, О. В. Усенко. Київ, 2002б.
- Карта разрывных нарушений и основных зон линеаментов юго-запада СССР. 1:1 000 000. Ред. Н. А. Крылов. Москва: Мингео СССР, 1988. 4 л.

- Корчемагин В. А., Рябоштан Ю. С. Тектоника и поля напряжений Донбасса. В кн.: *Поля напряжений и деформаций в земной коре*. Киев: Наук. думка, 1987. С. 164—170.
- Курило М. В. Условия формирования полиметаллической минерализации Нагольного кряжа в Донбассе: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев, 1980. 25 с.
- Механика деформируемого твердого тела. Итоги науки и техники. Ред. А. И. Михайлов. Т. 17. Москва: ВИНТИ, 1984. 154 с.
- Ромм Е. С. Фильтрационные свойства трещиноватых пород. Москва: Недра, 1966. 271 с.
- Славина Л. Б., Пивоварова Н. Б., Сеньюков С. Л. Скоростное строение коры и верхней мантии в районе северной группы вулканов Камчатки. *Геофизические процессы и биосфера*. 2011. № 3. С. 38—50.
- Справочник физических констант горных пород. Ред. С. Кларк. Москва: Мир, 1969. 544 с.
- Шарапов В. Н. Развитие эндогенных флюидных рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1992. 144 с.
- Bachler D., Kohl T., Rybach L., 2002. Characteristics of upper crust convective flow in the Rhine graben: application to the Gamma fault at Landau (Germany). In: *The Earth's thermal field and related research methods*. Moskow: RUPF, P. 10—11.
- Fehn K., Green R., Von Herzen L., Cathles M., 1983. Numerical models for the hydrothermal field at the Galapagos Spreading Center. *J. Geophys. Res.* 88(2), 1033—1048.
- Grad M., Gryn D., Guterch A., Janik T., Keller R., Lang R., Lyngsie S. B., Omelchenko V. D., Starostenko V. I., Stephenson R. A., Stovba S. M., Thybo H., Tolkunov A., 2003. DOBREFraction'99 — velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (east Ukraine). *Tectonophysics* 371, 81—110.
- Ribando R., Torrance K., Turcotte D., 1978. Numerical models hydro thermalcirculation in the oceanic crust. *J. Geophys. Res.* 81(17), 3007—3017.
- Tester J., Herzog H., 1990. Economic Predictions for Heat Mining: A Review and Analysis of Hot Dry Rock (HDR) Geothermal Energy Technology. Massachusetts Institute of Technology Energy Laboratory report 90-001. 180 p.

Thermal field of the Donbas

© V. V. Gordienko, I. V. Gordienko, O. V. Zavgorodnyaya, 2015

We estimate results of the study of deep heat flow of Donbas. Anomalies of different nature have been distinguished. Their interpretation has been conducted. The thermal model of the crust and upper mantle has been plotted. Self-constructed electrical thermometers have been applied. It was also shown, that the used drilling technology (without washing fluid circulation) and the short time of drilling provided a very short borehole «rest». Already in several hours after finishing drilling stable bottom borehole T were observed during several 24^h terms. The main part of heat flow determinations were made by using the results of the borehole bottom T measurements made by standard logging thermometers in the geophysical borehole logging. As a rule, the boreholes «rest» was from several hours to several days. Instrumental errors of this operation were repeatedly estimated and made the first tenth of a degree centigrade. The main error is clearly due to T distortions. The data collected generally enable plotting heat flow HF and interior temperature maps scaled at 1:2 500 000 — 1:5 000 000. More detailed maps of the Donbas territory where the network density is well above the average one of the Ukraine have also been shown. The HF and deep temperature data are supplemented with the geothermal resource maps of the Donbas.

Key words: heat flow, deep temperatures, thermal model of tectonosphere.

References

- Azarov N. Ya., Antsiferov A. V., Golubev A. A., Kanin V. A., Mayboroda A. A., Kryzhanovskaya L. N., 2009. Ukraine coal gas resources and prospects of their production at the present stage. *Transactions of UkrNDMI NAN Ukraine* (5, part 1), 352—372 (in Russian).
- Aleksandrov A. L., Gordienko V. V., Derevskaya E. I., Zemskov G. A., Ivanov A. P., Panov B. S., Shumlyanskiy V. A., Epov O. G., 1996. Deep structure, the evolution of fluid-magmatic systems and perspectives of endogenous gold mineralization south-eastern part of the Ukrainian Donbas. Kiev: IFI UNA, 74 p. (in Russian).
- Atlas Ukrainian oil and gas deposits*, 1998. Vol. I—VI. Ed. M. M. Ivanyuta. Lviv: Tsentrv Evropy (in English and Ukrainian).

- Verkhovtsev V.*, 2006. The newest vertical crustal movements in Ukraine, their relationship with linear and circular structures. In: Power of the Earth, its geological and ecological implications, scientific and practical applying. Kyiv: KNU, P. 129—137 (in Ukrainian).
- Galimov E. M.*, 1973. Izotopy hydrocarbons in oil-gas geology. Moscow: Nedra, 384 c. (in Russian).
- Gershuni G. Z., Zhukhovitskiy E. M.*, 1972. Convective instability of a compressible fluid. Moscow: Nauka, 392 p. (in Russian).
- Gordienko I. V.*, 2000. Intertretation of Kirovograd heat flow anomaly. *Geofizicheskiy zhurnal* 22(3), 82—89 (in Russian).
- Gordienko V. V.*, 2012. Processes in the Earth tectonosphere (advection-polymorphic hypothesis). Saarbrücken: LAP, 256 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V.*, 2004a. Geothermal resources of Donbassa. *Doklady NAN Ukrainy* (4), 103—105 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Pek J., Tarasov V. N., Usenko O. V.*, 2006. Dniپر-Donets basin (geophysics, deep processes). Kiev: Korvin-press, 142 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Logvinov I. M., Tarasov V. N., Usenko O. V.*, 2004b. Geothermal atlas of Ukraine. Kiev: IGF NANU, 60 p. (in English and Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Usenko O. V.*, 2002. Heat pole of Ukrainian territory. Kiev: Znanie, 170 p. (in Russian).
- Dyadkin Yu. D., Boguslavskiy E. I., Vaynblat A. B., Ostroumova I. M., Troitskaya E. B., Mouseenko U. I.*, 1991. Geothermal resources of SU. In: *Geothermal models of geological structures*. St. Petersburg: VSEGEI, P. 168—176 (in Russian).
- Ilichenko T. V., Stepanenko V. M.*, 1998. Velocity model of earth's crust and upper mantle Donbas and its geological interpretation. *Geofizicheskiy zhurnal* 20(2), 95—105 (in Russian).
- Map of geothermal recourses Ukraine, 2002a.* 1:2 500 000. Mapmaker V. V. Gordienko, I. V. Gordienko, O. V. Zavgorodnya. Kyiv (in Ukrainian).
- Map of deep heat flow Ukraine. 1:2 500 000.* Mapmaker V. V. Gordienko, I. V. Gordienko, O. V. Zavgorodnya, O. V. Usenko. Kyiv 2002b. (in Ukrainian).
- Map of faults and main lineament zones south-west SU, 1988.* 1:1 000 000. Ed. N. A. Krylov. Moscow: Publ. of the Ministry of Geology of the USSR, 4 p. (in Russian).
- Korchemagin V. A., Ryaboshtan Yu. S.*, 1987. Tectonics and stress field of Donbass. Stress and strain fields in the earth's crust. Kiev: Naukova Dumka, P. 164—170 (in Russian).
- Kurilo M. V.*, 1980. Conditions of formation of polymetallic mineralization Nagolny ridge in the Donbas: Abstract of dissertation of the candidate of geological-mineralogical sciences. Kiev, 25 p. (in Russian).
- Mechanics of deformable solids. Results of science and technology, 1984.* Ed. A. I. Mikhaylov. Vol. 17. Moscow: VINITI, 154 p. (in Russian).
- Romm E. S.*, 1966. Filtration properties of fractured rock. Moscow: Nedra, 271 p. (in Russian).
- Slavina L. B., Pivovarov N. B., Senyukov S. L.*, 2011. Velocity structure of the crust and upper mantle in the vicinity of the northern group of volcanoes in Kamchatka. *Geofizicheskie protsesy i biosfera* (3), 38—50 (in Russian).
- Handbook of Physical Constants, 1969.* Ed. S. Clark. Moscow: Mir, 544 p. (in Russian).
- Sharapov V. N.*, 1992. Development of endogenous fluid forming systems. Novosibirsk: Nauka, 144 p. (in Russian).
- Bachler D., Kohl T., Rybach L.*, 2002. Characteristics of upper crust convective flow in the Rhine graben: application to the Gamma fault at Landau (Germany). In: *The Earth's thermal field and related research methods*. Moskow: RUPF, P. 10—11.
- Fehn K., Green R., Von Herzen L., Cathles M.*, 1983. Numerical models for the hydrothermal field at the Galapagos Spreading Center. *J. Geophys. Res.* 88(2), 1033—1048.
- Grad M., Gryn D., Guterch A., Janik T., Keller R., Lang R., Lyngsie S. B., Omelchenko V. D., Starostenko V. I., Stephenson R. A., Stovba S. M., Thybo H., Tolkunov A.*, 2003. DOBREfraction'99 — velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (east Ukraine). *Tectonophysics* 371, 81—110.
- Ribando R., Torrance K., Turcotte D.*, 1978. Numerical models hydro thermalcirculation in the oceanic crust. *J. Geophys. Res.* 81(17), 3007—3017.
- Tester J., Herzog H.*, 1990. Economic Predictions for Heat Mining: A Review and Analysis of Hot Dry Rock (HDR) Geothermal Energy Technology. Massachusetts Institute of Technology Energy Laboratory report 90-001. 180 p.