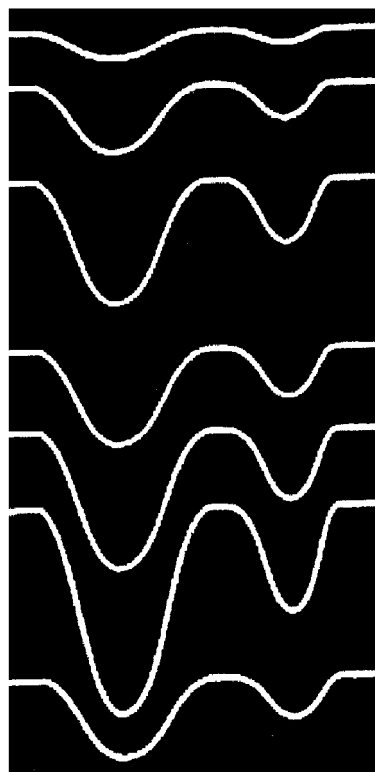


**В.В. Гордиенко, И.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя,
С. Ковачикова, И.М. Логвинов, Й. Пек, В.Н. Тарасов,
О.В. Усенко**

**ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКАЯ ВПАДИНА
(ГЕОФИЗИКА, ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ)**



Национальная Академия наук Украины

Институт геофизики им. С.И. Субботина

**В.В.Гордиенко, И.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя, С. Ковачикова, И.М.
Логвинов, Й. Пек, В.Н. Тарасов, О.В. Усенко**

**Днепровско-Донецкая впадина
(геофизика, глубинные процессы)**

Киев

2006

УДК 551. 24

Рецензенты:

**Печатается по решению Ученого Совета Института геофизики
НАН Украины им. С.И. Субботина**

В.В. Гордієнко, І.В. Гордієнко, О.В. Завгородня, С. Ковачікова, І.М. Логвінов, Й. Пек, В.М. Тарасов, О.В. Усенко Дніпровсько-Донецька западина (геофізика, глибинні процеси). – К.: Корвін пресс, 2006. - с., іл.: , Бібліогр.: 135-143. - Рос.

В монографії розглянуто результати вивчення та інтерпретації фізичних полів на території Дніпровсько-Донецької западини та глибинні процеси, що обумовили формування сучасної будови регіону. Аналізуються сейсмічні, геотермічні (у тому числі - палеогеотермічні), геоелектричні, гравітаційні та магнітні дані, інформація про склад магматичних порід, рівень літогенетичних змін порід, сучасні рухи поверхні, ізотопія гелію, нафтогазоносність. Розглянуто схему еволюції тектоносфери западини.

Призначена для геологів та геофізиків, що працюють в галузі регіональних досліджень як в Україні, так і за її межами.

ISBN 966-8193-18-0

Содержание

Введение	5
Глава 1. Геологическая история	9
1.1. Процесс рифтогенеза	9
1.2. Развитие ДДВ в палеозое	10
1.3. Магматизм	18
1.4. Особенности состава осадков рифта	24
1.5. Палеотемпературы	28
1.6. Современная активизация ДДВ	29
Глава 2. Скоростные модели тектоносферы. Состав коры и верхней мантии	36
2.1. Скоростная модель мантии	36
2.2. Скоростные модели коры по данным ГСЗ	38
2.3. Состав коры и верхней мантии ДДВ	44
Глава 3. Глубинные процессы в тектоносфере	48
3.1. Процесс рифтогенеза по АПГ	49
3.2. Глубинные процессы в ДДВ и тепловые модели	50
3.3. Прогнозируемые последствия глубинных процессов	53
3.4. Сравнение расчетных и экспериментальных данных	56
Глава 4. Тепловые модели тектоносферы	58
4.1. Определение глубинного теплового потока	58
4.2. Распределение глубинного теплового потока	60
4.3. Стационарная тепловая модель коры и верхних горизонтов мантии.	67
4.4. Полная тепловая модель коры и верхних горизонтов мантии	73
4.5. Карты глубинных температур ДДВ	77
4.6. Геоэнергетические ресурсы ДДВ	80
Глава 5. Геоэлектрические модели тектоносферы	86
5.1. Методика геоэлектрических исследований	86
5.2. Результаты геоэлектрических исследований ДДВ	88
5.3. Модель тонкого слоя.	98
5.4. Геоэлектрическая модель Припятского прогиба	101
Глава 6. Гравимагнитные модели тектоносферы	104
6.1. Магнитные модели коры	104
6.2. Корреляция гравитационного и магнитного полей	107
6.3. Гравитационные модели тектоносферы	110
Глава 7. Современная активизация и нефтегазоносность	117
7.1. Характеристика нефтегазоносности	117
7.2. Гравиметрические и геотермические критерии	119
7.3. Геоэлектрические критерии	129
Заключение	133
Литература	135

Contents	
Introduction	5
Chapter 1. Geological history	9
1.1. Rift-genesis process	9
1.2. Palaeozoic development of DDB	10
1.3. Magmatism	18
1.4. Features of rift deposits composition	23
1.5. Paleothermatures	28
1.6. Recent activation of DDB	30
Chapter 2. Seismic models of the tectonosphere. Composition of the crust and upper mantle	36
2.1. Velocity model of the mantle	36
2.2. Velocity models from DSS data	38
2.3. Composition of DDB crust and upper mantle	44
Chapter 3. Deep processes in the tectonosphere	48
3.1. Rift-genesis process from APH	49
3.2. Deep processes in DDB and thermal models	50
3.3. Predictable consequences of deep processes	53
3.4. Comparison of calculated and experimental data	56
Chapter 4. Thermal models of the tectonosphere	58
4.1. Determination of the deep heat flow	58
4.2. Distribution of deep heat flow	60
4.3. Stationary thermal model of the crust and upper layers of mantle.	67
4.4. Total thermal model of the crust and upper layers of mantle.	73
4.5. Maps of DDB deep temperatures	76
4.6. Geothermal resources of DDB	79
Chapter 5. Geoelectrical models of the tectonosphere	85
5.1. Methodic of geoelectrical investigations	85
5.2. Results of geoelectrical investigations in DDB	87
5.3. Model of the small layer	97
5.4. Geoelectrical model of Prypjat' basin	100
Chapter 6. Gravymagnetic models of the tectonosphere	103
6.1. Magnetic model of the crust	103
6.2. Correlation of gravitation and magnetic fields	105
6.3. Gravitation models of the tectonosphere	108
Chapter 7. Recent activation and oil-gas potential	115
7.1. Characteristic of oil-gas potential	115
7.2. Gravymetrical and geothermical criterions	117
7.3. Geoelectrical criterions	127
Conclusion	131
References	133

Введение

Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ) выделена Д.А. Архангельским более 70 лет назад. Геологическое и геофизическое изучение региона особенно интенсивно в последние 50 лет в связи с открытием в его пределах нефтяных и газовых месторождений. В настоящее время это один из наиболее исследованных регионов Украины, ему посвящена обширная литература [3, 5, 9, 16, 18-22, 44, 59, 70, 88, 90, 99, 107, 127, 128, 141, 142 и др.], отражающая многие черты строения и развития структуры, образования и размещения залежей углеводородов. Тем не менее, сохраняются различные точки зрения на многие принципиальные вопросы эволюции тектоносферы ДДВ, ответы на которые получены пока на качественном уровне, допускающем несовпадающие варианты истолкования данных. Имеются и пробелы в геофизической изученности впадины.

Авторами в последние годы проведены геолого-геофизические исследования (геотермические, геоэлектрические, изотопные, построение новых вариантов плотностных и магнитных моделей, анализ природы аномалий температуры, плотности, электропроводности и скорости сейсмических волн, процессов образования магматических и эксгальционных пород) региона, разработана гипотезы глубинных процессов в тектоносфере и методики комплексного анализа геолого-геофизической информации. Плотность сети определений глубинного теплового потока и глубинных геоэлектрических наблюдений приближена к максимальной для Украины, соответственно более эффективно могут быть использованы и данные существующей здесь довольно густой сети профилей ГСЗ. Это позволяет перейти к количественным решениям задач глубинного строения и развития ДДВ. Именно рассмотрению таких (преимущественно - региональных) проблем посвящена монография.

В ней анализируются глубинные процессы в тектоносфере, приведшие к образованию впадины, ее развитию на различных этапах геологической истории (включая современный) и его отражению в физических свойствах вещества и аномалиях физических полей. Конечно, в работе используется часть огромного массива данных, накопленных в процессе предыдущих исследований в течение десятилетий. Но многие аспекты, не касающиеся непосредственно решения поставленных задач (особенно - относящиеся к локальным структурам и явлениям), не привлекаются к рассмотрению. Монография, как надеются авторы, дополнит фундаментальные труды, посвященные ДДВ, не затрагивая многих разработанных в них положений. Дело в том, что используемая (адвекционно-полиморфная [31, 44 и др.]) гипотеза глубинных процессов позволяет на доказательном количественном уровне анализировать только основные региональные события геологической истории региона. Использование ее для других (локальных) явлений возможно лишь в некоторых случаях. Это, с одной стороны, существенно ограничивает диапазон рассматриваемых событий, но с другой - позволяет действовать в рамках единого подхода.

Во введении уместно привести некоторые общие характеристики объекта исследований, которые будут использованы в результативных разделах. На рис. В.1 представлена схема тектонического районирования впадины [18-22 и др.], представляющая собой один из наиболее распространенных вариантов, которого мы будем придерживаться ниже. Одним из дискуссионных моментов схемы является определение границ переходной зоны между Днепровско-Донецкой впадиной и Донбассом. Регионы объединяют многие черты развития в палеозое и, вероятно, рифее-венде, но, тем не менее, геологическая история их различна (в палеозое ДДВ - часть рифтовой системы, прошедшей синеклизный этап развития, Донбасс

Введение

-парагеосинклиналь). Переход между регионами скорее всего происходит постепенно, поэтому возможны различные трактовки положения границы между ними. Приведенное на рис. В.1 положение переходной зоны не влияет заметным образом на результаты проведенного анализа.

Площадь грабена ДДВ составляет около 47 тыс. км², ее северо-восточного борта - около 24 тыс. км², юго-западного борта - около 19 тыс. км², переходной зоны от ДДВ к Донбассу - около 7 тыс. км², т.е. весь рассматриваемый регион занимает около 1/6 части территории Украины.

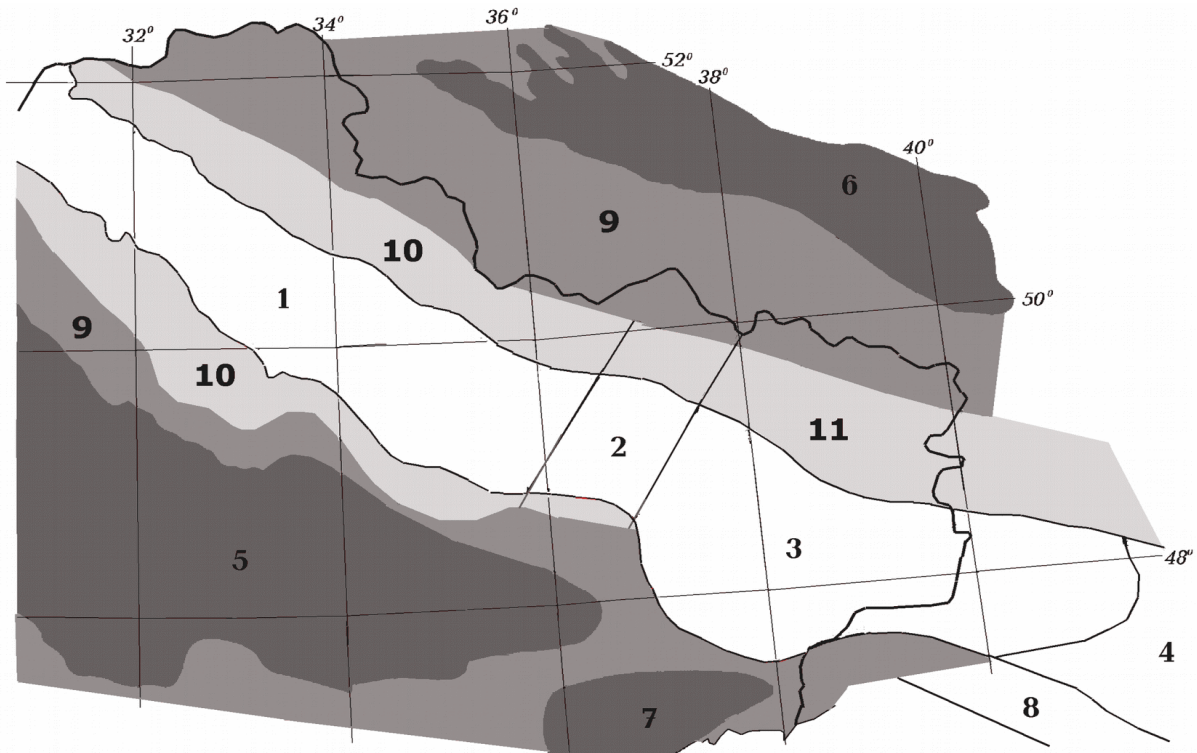


Рис. В.1. Обзорная схема ДДВ.

1 - Днепровско-Донецкая впадина, 2 - переходная зона от ДДВ к Донбассу, 3 - Донбасс, 4 - вал Карпинского, 5 - Украинский щит (УЩ), 6 - Воронежский массив, 7 - Приазовский массив, 8 - Тузово-Маньчский прогиб, 9 - склоны УЩ, Воронежского и Приазовского массивов, 10 - борта ДДВ, 11 - северо-восточный борт Донбасса.

Рисунок В.2 иллюстрирует расположение основных зон разломов на территории ДДВ, Припятского прогиба и Припятского вала по [65], часть из которых используется при анализе геофизических данных в регионе. При необходимости ниже будут привлекаться сведения и о других нарушениях в пределах Днепровско-Донецкой впадины, не представленные на карте [65].

Структура монографии подчинена основной задаче рассмотрения глубинных процессов и их отражения в физических полях. Она начинается описанием геологической истории впадины и ее структуры по геологическим данным. Этот раздел в значительной мере компилятивен, но содержит и результаты авторского анализа условий формирования изверженных и осадочных пород герцинского этапа развития ДДВ (глава 1). Продолжением служит сейсмическая информация о скоростных моделях земной коры и верхней мантии ДДВ, в сущности дополняющая геологические данные.

Введение

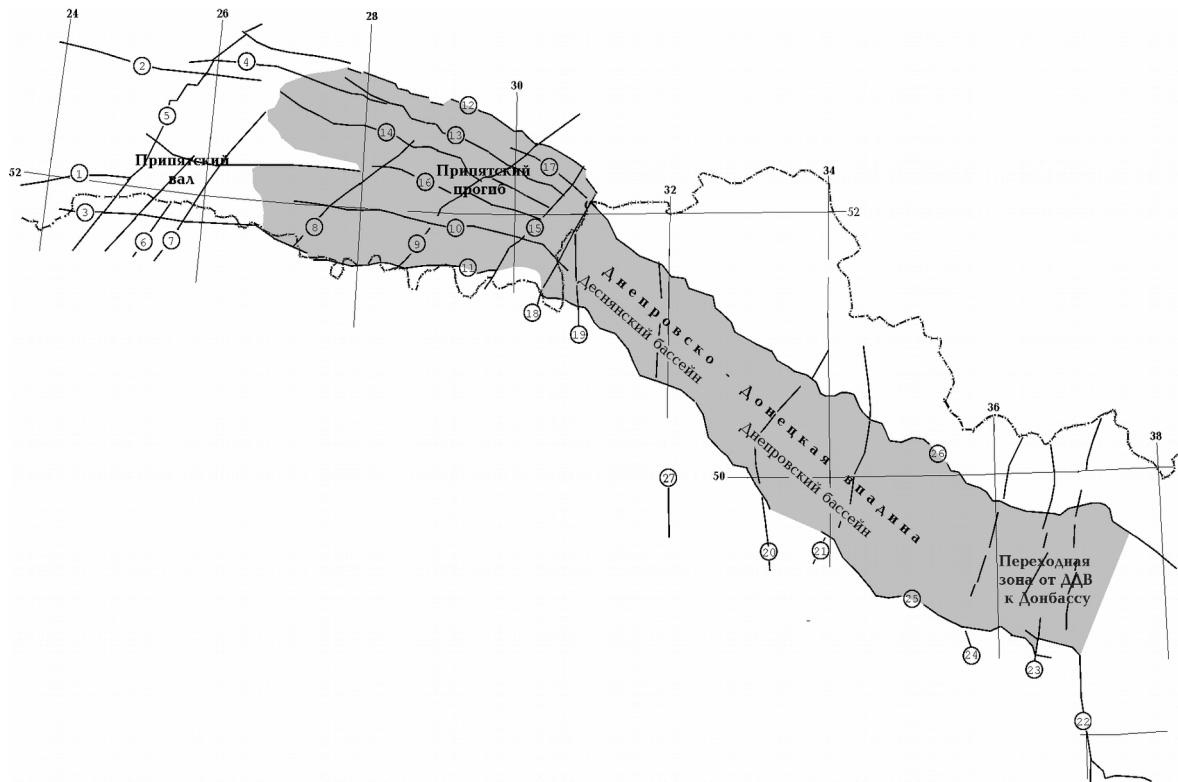


Рис. В.2. Схема основных зон разломов ДДВ, Припятской впадины и Припятского вала по [65].

Разломы: 1 - Дивинский, 2 - Свислочский, 3 - Сев. Ратновский, 4 - Ляховичский, 5 - Выжевско-Минский, 6 - Владимир-Волынский, 7 - Стоходский, 8 - Домановичско-Заозерный, 9 - Мылонско-Симоновичский, 10 - Буйновичско-Наровлянский, 11 - Южно-Прибортовой, 12 - Северо-Прибортовой, 13 - Речицско-Вишанский, 14 - Малодушинско-Червонослободский, 15 - Лоевский, 16 - Копаткевичско-Хобнинский, 17 - Первомайско-Александровский, 18 - Брагинский, 19 - Ядловско-Трактемировский, 20 - Западно-Ингулецкий, 21 - Криворожско-Кременчугский, 22 - Центрально-Приазовский, 23 - Западно-Приазовский, 24 - Орехово-Павлоградский, 25 - Южный краевой, 26 - Северный краевой.

Она позволяет высказать определенные суждения о перераспределении вещества в процессе формирования грабена, о составе коры ДДВ (глава 2). В третьей главе рассматриваются основные положения адвекционно-полиморфной гипотезы глубинных процессов в тектоносфере применительно к рифтогенезу, строится схема глубинного теплопереноса, отвечающая конкретным условиям ДДВ и определяющая тепловые модели коры и верхней мантии региона на разных этапах его эволюции. В результате удастся на количественном уровне сформулировать прогнозируемые гипотезой тектоно-магматические последствия глубинного процесса, которые можно сопоставить с известными по геологическим и геофизическим данным. Геотермическая и геоэлектрическая изученность ДДВ значительна, но на части территории оказывается недостаточной для полной реализации возможностей этих методов в решении поставленной задачи. Поэтому последующие главы (гл. 4 и 5) посвящены результатам новых геотермических и геоэлектрических исследований, выполненных авторами в

Введение

последние годы. Рассмотрены модели распределения тепловых потоков, причины аномалий, температуры на разных глубинах, геознергетические ресурсы впадины. Последние намного превосходят запасы углеводородов ДДВ. Построены модели распределения удельного электрического сопротивления пород осадочного слоя и консолидированной коры, рассмотрена природа объектов высокой электропроводности. В шестой главе анализируются магнитное и гравитационное поля впадины, установлена обусловленность части плотностных аномалий коры породами повышенной намагниченности (с высоким содержанием рудных минералов). Построена плотностная модель коры, позволившая обнаружить и картировать мантийную гравитационную аномалию. Это возмущение согласуется с параметрами объектов аномальной плотности, возникающих в мантии при современной активизации по адвекционно-полиморфной схеме. В заключительной (седьмой) главе анализируется связь современной активизации тектоносферы ДДВ и ее нефтегазоносности. Принятая в соответствии с используемой гипотезой схема тепломассопереноса в мантии и коре дает возможность прогнозировать геофизические критерии нефтегазоносности, ее изменчивость в пределах впадины.

Глава 1. Геологическая история

1.1. Процесс рифтогенеза

В современной геологической литературе о развитии Днепровско-Донецкой впадины и других зон рифтогенеза широко используются представления гипотезы тектоники плит о том, что рифты возникают за счет растяжения коры при движении двух соседних плит в разные стороны [97]. Хотя на основе той же гипотезы удается обосновать формирование ДДВ вследствие сжатия [59]. Обе точки зрения авторы считают согласованными с геолого-геофизическими данными. Во всех случаях рассматриваются только рифтовые впадины, окружающая территория играет пассивную роль. Такое описание процесса не соответствует имеющимся геологическим данным. "... эпохи образования или регенерации грабенов представляют лишь отдельные наиболее "эффектные", но сравнительно кратковременные фазы в длительном процессе тектоно-магматического развития многих континентальных рифтовых зон и поясов. (Поэтому термин "рифтогенез" нельзя считать полно и всесторонне отражающим содержание развития рассматриваемых зон, и мы пользуемся им лишь в силу существующей традиции). Между этими фазами они переживают нередко продолжительное, устойчивое сводовое поднятие, часто почти не оставляющее других геологических документов, кроме глубокого денудационного среза. В такие эпохи могут формироваться вулcano-плутонические массивы центрального типа, образованные кислыми щелочными породами, либо щелочно-ультрабазитовой ассоциацией пород, нередко с участием карбонатитов." [96, с.249]. Поэтому перед началом изложения данных для ДДВ необходимо привести сведения более общего характера, которые позволят правильно представить ее геологическую историю.

Формирование представлений о содержании процесса рифтогенеза практически завершилось работой Г. Клооса [150], использовавшего сведения по Рейнской, Байкальской и Восточно-Африканской рифтовым системам. Отбросив геологические события, представленные только на части их территорий, автор выделил знаменитую триаду, определяющую содержание процесса во всех системах, - поднятие - раскалывание - вулканизм. Изученные за последующие 70 лет континентальные и океанические рифтовые системы полностью подтвердили его точку зрения.

В обобщении Е.Е. Милановского, выполненном на гораздо большем материале, сделан вывод, что "... основные тенденции в развитии рифтовых областей заключаются в их горизонтальном растяжении большей или меньшей интенсивности, которое на большей части их площади, кроме сравнительно узких грабенов и раздвиговых зон ... сопровождается воздыманием" [96, с.7]. Необходимо отметить, что на Восточно-Тихоокеанском поднятии, хребте Рейкьянес и части Индоокеанского поднятия грабены отсутствуют. Дно центральных грабенов большинства океанических поднятий располагается выше уровня соседних равнин (т.е. они также поднимаются, но отстают от соседних блоков) [96]. Для части Восточно-Африканской рифтовой системы доказано, что "...воздымание... началось значительно раньше, ... чем заложилась ...грабены." [96, с.31]. Дно части этих грабенов располагается выше уровня моря. Очевидно, что существует стадия развития системы, на которой грабены еще не возникают, в некоторых случаях они не образуются и в дальнейшем. Фрагмент с таким вариантом развития присутствует и в Днепровско-Донецкой системе, это - Припятский вал (см. ниже).

Первые проявления основного и ультраосновного магматизма с характерными признаками большой (мантийной) глубинности [27] приурочены к началу воздымания и раскалывания, часто дополняются близкими по времени менее глубинными и более кислыми (коровыми?) вулканитами [96 и др.]. При образовании грабенов на части территории обширных сводов поднятие последних не прекращается, фиксируется стадия поднятия блоков, непосредственно примыкающих к погружающемуся грабену. Магматизм также продолжается, характерны несколько его вспышек, разделенных заметными временными интервалами. Через несколько десятков млн. лет после начала процесса в некоторых грабенах наступает стадия менее быстрого погружения, охватывающего большую, чем собственно трог, территорию, - синеклизная.

Именно такая достаточно сложная геологическая история характерна для реальных рифтовых систем. При попытках объяснить их происхождение гипотетическими глубинными процессами недопустимо сводить ее к простому опусканию (тем более - к образованию синеклизы - [70]).

1.2. Развитие ДДВ в палеозое.

Развитие ДДВ, судя по имеющимся данным [97 и др.], происходило в полном соответствии с описанной общей схемой. На рис. 1.1 представлены этапы рифтогенеза на Восточно-Европейской платформе (ВЕП) начиная с рифея, позволяющие представить место Днепровско-Донецкой впадины в общем процессе.

Очевидно, что в рифее-венде активизация охватывала почти всю территорию платформы, затем наступил длительный период относительного тектонического и магматического "покоя" длительностью около 250 млн. л. Возобновившаяся в раннем девоне активность характерна для меньшей, чем в позднем докембрии, но все же значительной части ВЕП. Она не окончилась в позднем девоне, впадины в некоторых районах (грабен Осло) продолжали формироваться до перми включительно, в Донбассе процесс приобрел парагеосинклинальный характер и продолжался до границы перми и триаса, в позднем палеозое в ДДВ происходило формирование синеклизы. Но все же основные события, характеризующие рифтогенез на платформе, сконцентрированы в довольно узком временном интервале.

В мезозое-кайнозое вновь наступает почти повсеместная пауза в тектоно-магматической активности протяженностью около 250 млн. л, предположительно завершившаяся современной активизацией (см. ниже). "Самая поздняя фаза тектонической активности авлакогенов и зон разломов на Восточно-Европейской платформе относится к позднему(?) плиоцену - антропогену" [97, с.74].

Следов рифеского процесса в ДДВ немного, среди них можно упомянуть обломки пород соответствующего (явно - додевонского) возраста, вынесенные поднимающимися соляными диапирами со склонов поднятий фундамента впадины (рис. 1.2).

Скважиной на Салогубовской площади вскрыты диабазы с абсолютным возрастом около 700 млн. л [88]. Таким образом, можно считать, что активный рифейский этап в развитии ДДВ имел место.

Не исключено, что приуроченность рифейского и палеозойского трогов к рассматриваемому району в центральной части т.н. Сарматского щита обусловлена своеобразием его предшествующей истории. "... возможно, что Днепровско-Донецкий авлакоген (включая его западную, припятскую часть, активно развивавшуюся только в девоне)... наследует чрезвычайно древнюю - раннеархейскую (или даже катархейскую) линейную подвижную зону фундамента." [97, с.43]. Аргументы в пользу такого утверждения

Геологическая история

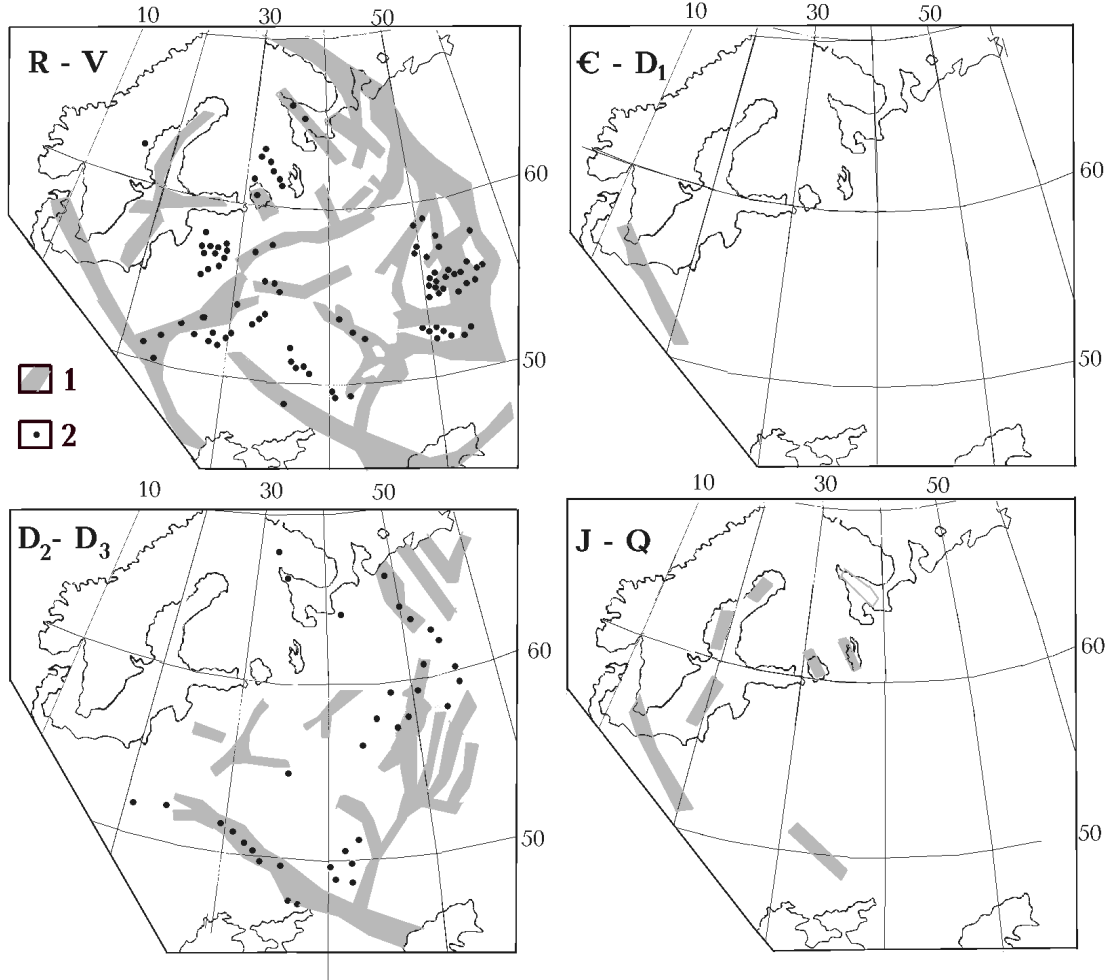
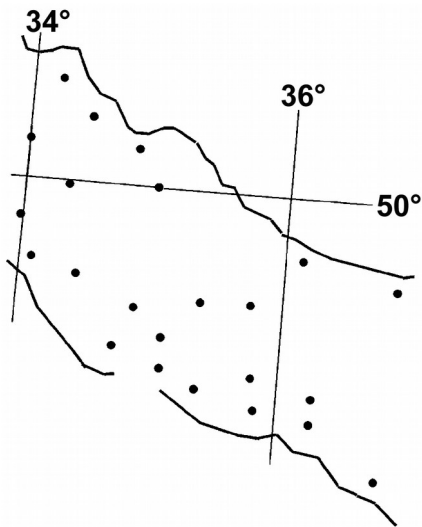


Рис. 1.1. Схема рифтогенеза на Восточно-Европейской платформе по [97] с дополнениями из [12, 13, 16, 17, 26-28, 60, 68, 69, 74, 88, 98, 143- 145].

1 - грабены, 2 - проявления магматизма.



нельзя признать полностью убедительными, но какие-то причины все же привели к обособлению ДДВ, проявлению в ее пределах дополнительных по сравнению с Украинским щитом и Воронежским массивом энергоемких процессов теплопереноса в тектоносфере. Поэтому можно рассматривать здесь сценарий глубинных процессов, отличный от "щитового" [37], начиная с предрифейского (среднепротерозойского) времени.

Рис. 1.2. Пункты, в которых обнаружены обломки рифейских пород в ДДВ [88].

В живетско-эйфельское время (начиная примерно с 380-385 млн. л. назад) для будущей ДДВ и прилегающей

территории характерно поднятие, сопровождаемое формированием первых узких и неглубоких приразломных впадин."... отложения древнее эйфеля-живета встречаются спорадически, обладают ничтожной мощностью (в Днепровско-Донецкой впадине известная мощность эйфельских отложений - 20-30 м) и возраст их большей частью проблематичен" [74, с.168]. "...прямых указаний на их (грабенов -авт.) существование в доэйфельское время нет" [74, с.170]. "... в конце среднего девона происходили восходящие движения субстрата и рифтогенез, обусловившие размыв девонских образований на бортах и приподнятых блоках..." [16, с.26]. Восходящие движения продолжались до примерно 370 млн. лет назад, потом возобновились на короткое время около 360 млн. лет назад [16].

Область поднятий вокруг будущей ДДВ представлена на рис. 1.3 по [13]. Очевидно, что ее площадь в несколько раз превосходит площадь будущей впадины.

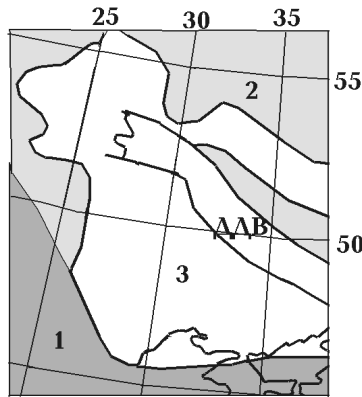
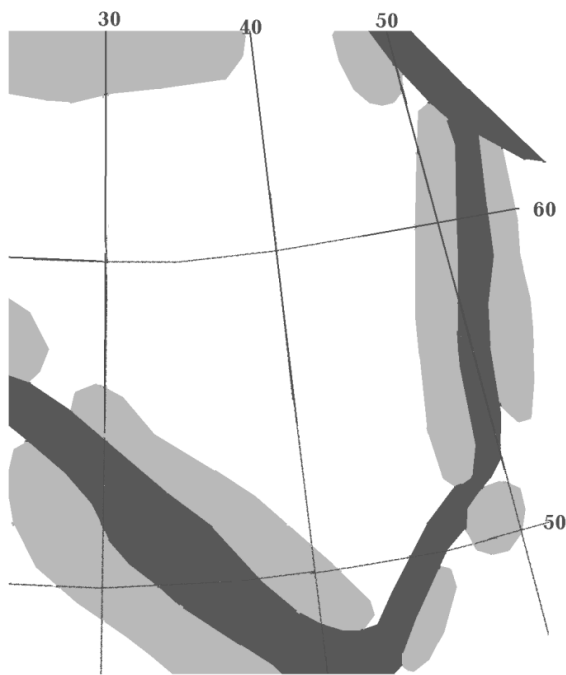


Рис. 1.3. Поднятие территории Сартматского щита в среднем девоне.

1 - интенсивные опускания в герцинских геосинклиналях, 2 - слабые опускания на ВЕП, 3 - поднятия.

В ходе развития рифта поднятия сконцентрировались в непосредственных окрестностях формирующегося трога [145], охватывая с каждой его стороны территорию, сопоставимую с площадью впадины (рис. 1.4).

В истории седиментации ДДВ очевидна максимальная скорость (в среднем по впадине - более 200 м/млн. лет) в позднефранское-фаменское время (375-360 млн. лет назад). Потом ситуация резко изменяется. По данным работы [9, с. 26] "Во время крупного предкарбонного перерыва происходили выравнивание рельефа и формирование коры выветривания. Морские трансгрессии турнейского и ранневизейского времени знаменовали собой наступление нового этапа в развитии региона".



Затем наступает время длительного упорядоченного накопления осадков. "Верхневизейско-серпуховский паралический углисто-терригенно-карбонатный СФК залегает с межрегиональным стратиграфически скользящим несогласием на нижнекаменноугольных, девонских и докембрийских образованиях как в палеорифте так и на бортах ДДВ, начиная новый синеклизно-миогеосинклинальный этап развития региона." [20, с.57]. Он распространен на существенно большей площади, чем предыдущий. Средняя скорость осадконакопления в карбоне составляет около 60 м/млн. лет. Во второй половине визе (около 340 млн. лет назад) резко изменяется характер

Рис. 1.4. Поднятия - "плечей рифта" (серый цвет) - на периферии "девонского рва" (темно-серый цвет) ВЕП.

Геологическая история

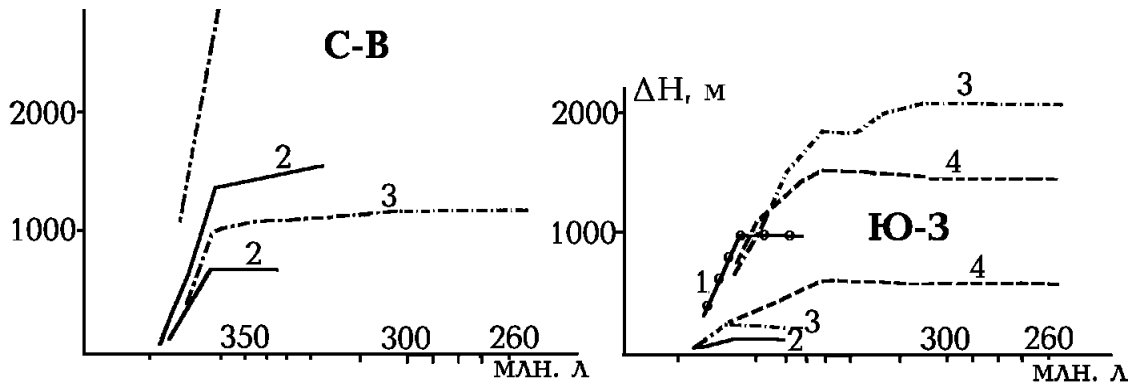


Рис. 1.5. Амплитуды смещений по краевым разломам, обрамляющим ДДВ и ПП с северо-востока и юго-запада по [18, 20, 21]. 1 - Припятская впадина, 2-4 - ДДВ (2 - северо-западная часть, 3 - центральная часть, 4 - юго-восточная часть).

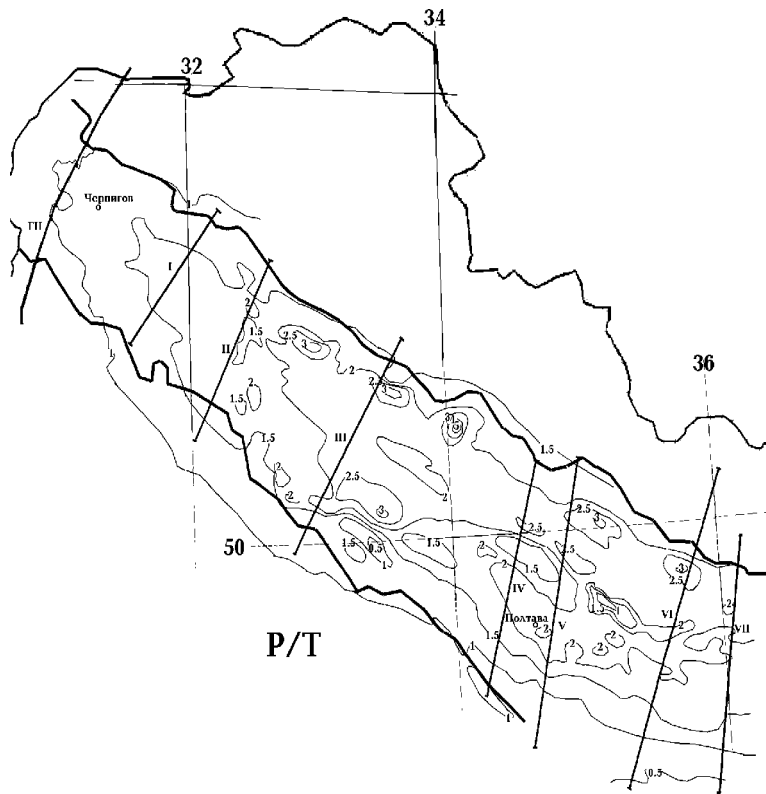


Рис. 1.6. Глубины (в км) дроновской свиты на границе перми и триаса ДДВ и профили, вдоль которых построены разрезы осадочной толщи.

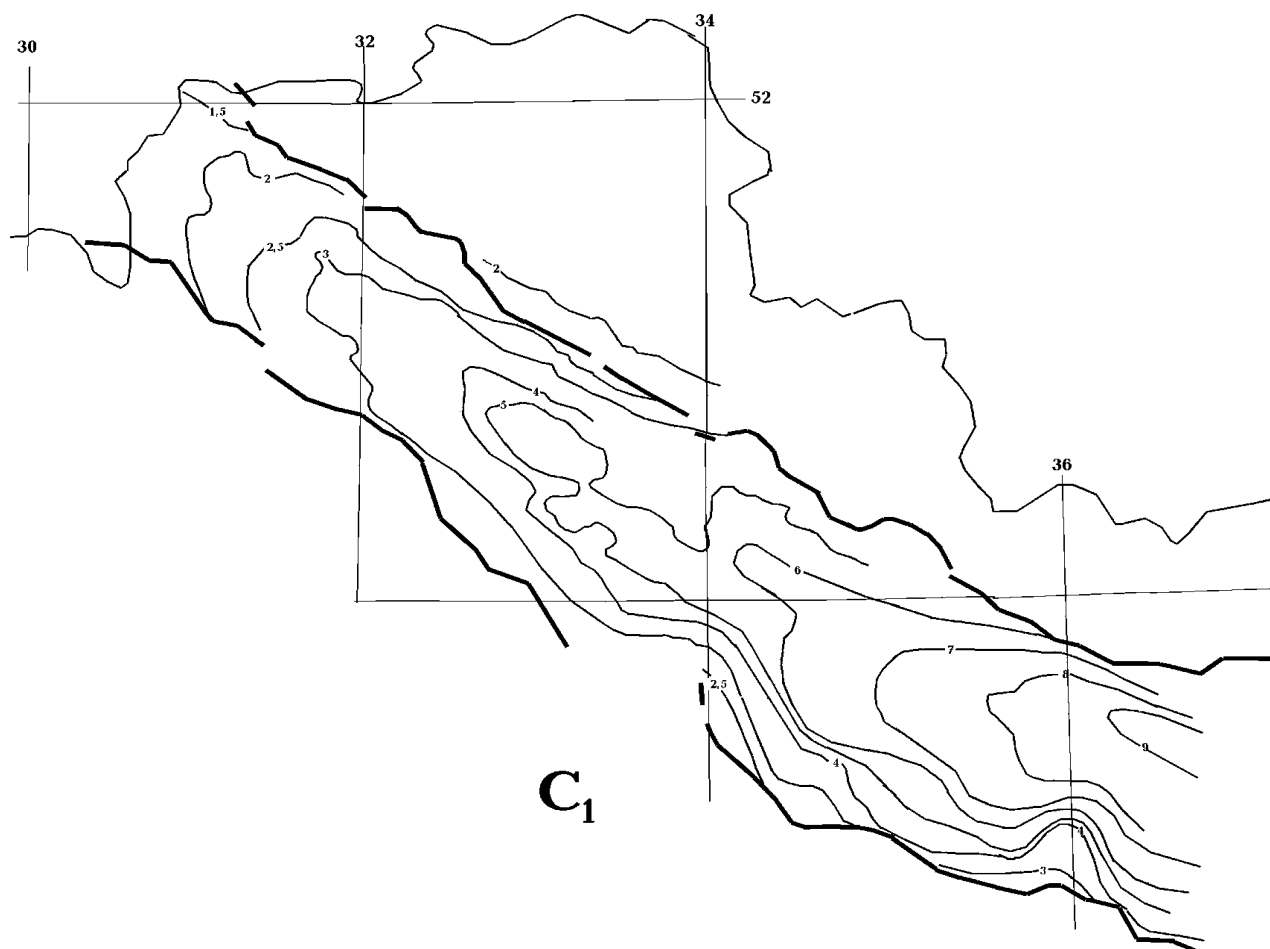


Рис. 1.7. Глубины (в км) границы в нижнем карбоне ДДВ.

процесса прогибания. До этого не было четкой тенденции роста мощностей осадков от бортов к центру и от Брагинского выступа к Донбассу. Ось максимальных мощностей смещалась. С этого момента она проходит по центру ДДВ и указанная закономерность в распределении мощностей сохраняется для всего оставшегося карбона и ранней перми [9].

На Припятском валу (ПВ) практически нет осадков девона, установлен размыв более древних пород, указывающий на поднятие региона в период средне-позднедевонской активизации [23 и др.].

Осадконакопление в Припятском прогибе (ПП) в девоне сходно с ДДВ [7 и др.]. Очевидно, что в период 390-375 млн. лет назад скорость седиментации невелика (в среднем 10-40 м/млн. лет), на некоторых участках впадины среднедевонские, нижне- и среднефранские породы вообще отсутствуют. В период 375-360 млн. лет назад происходит накопление осадков со средней скоростью 250 м/млн. лет. В карбоне средняя скорость не превышает 10 м/млн. лет, т.е. не отличается от обычной величины для платформенного тектонического режима. Движения по разломам, обрамляющим прогиб, начинаются 375 млн. лет назад и прекращаются 360 млн. лет назад.

Прогибание впадины отражается в движениях по обрамляющим глубинным разломам (рис. 1.5). По северо-восточному разлому опускания происходят в период от 370 до 360-355

Геологическая история

млн. лет назад. По юго-западному такая ситуация характерна для северо-западной части впадины и для некоторых нарушений центральной части. По другим разломам этого фрагмента и в юго-восточной части впадины перемещения по краевому разлому продолжаются до примерно 330 млн. лет, что можно связать с влиянием усиленного погружения, распространившегося на эту часть ДДВ из Донбасса.

Условия седиментации в перми ДДВ имеют заметное сходство с девонскими: фрагментарность, резкие изменения мощности, наличие соли. Хотя магматизм соответствующего возраста достоверно не установлен, в конце периода отмечаются следы гидротермальных процессов. Не исключено, что в это время произошла дополнительная активизация [88 и др.]. Ее возраст увеличивается с ю-в на с-з в пределах перми [20].

Изученность осадочного комплекса ДДВ по данным бурения и сейсмоки позволяет характеризовать седиментацию в регионе количественно [3, 19, 20 и др.], сформировав, таким образом, параметры, которые пригодны для сопоставления с прогнозируемыми последствиями глубинного процесса в тектоносфере региона.

Глубины основных изученных границ в осадочном слое впадины представлены на рис. 1.6-1.8 с упрощениями по сравнению с данными [3, 19, 20 и др.].

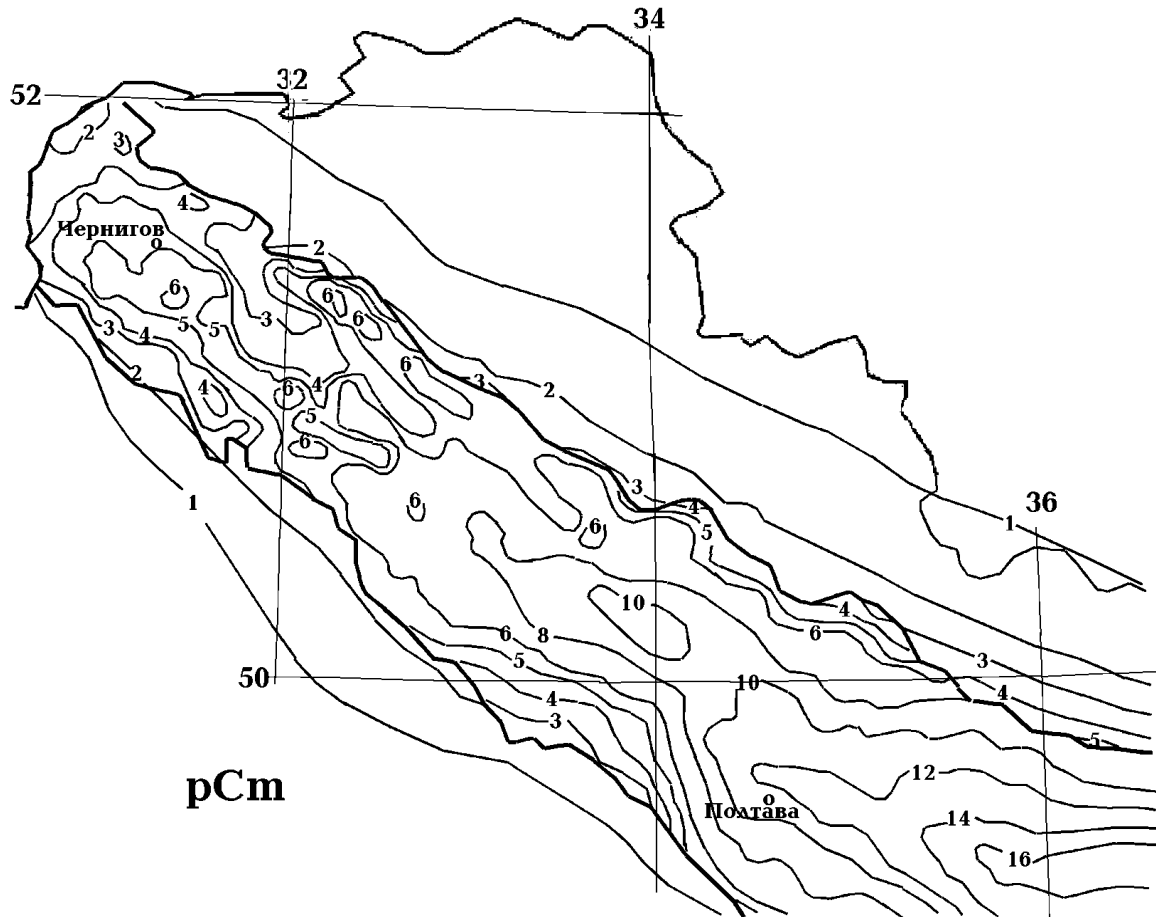


Рис. 1.8. Глубины (в км) фундамента ДДВ.

Глава 1

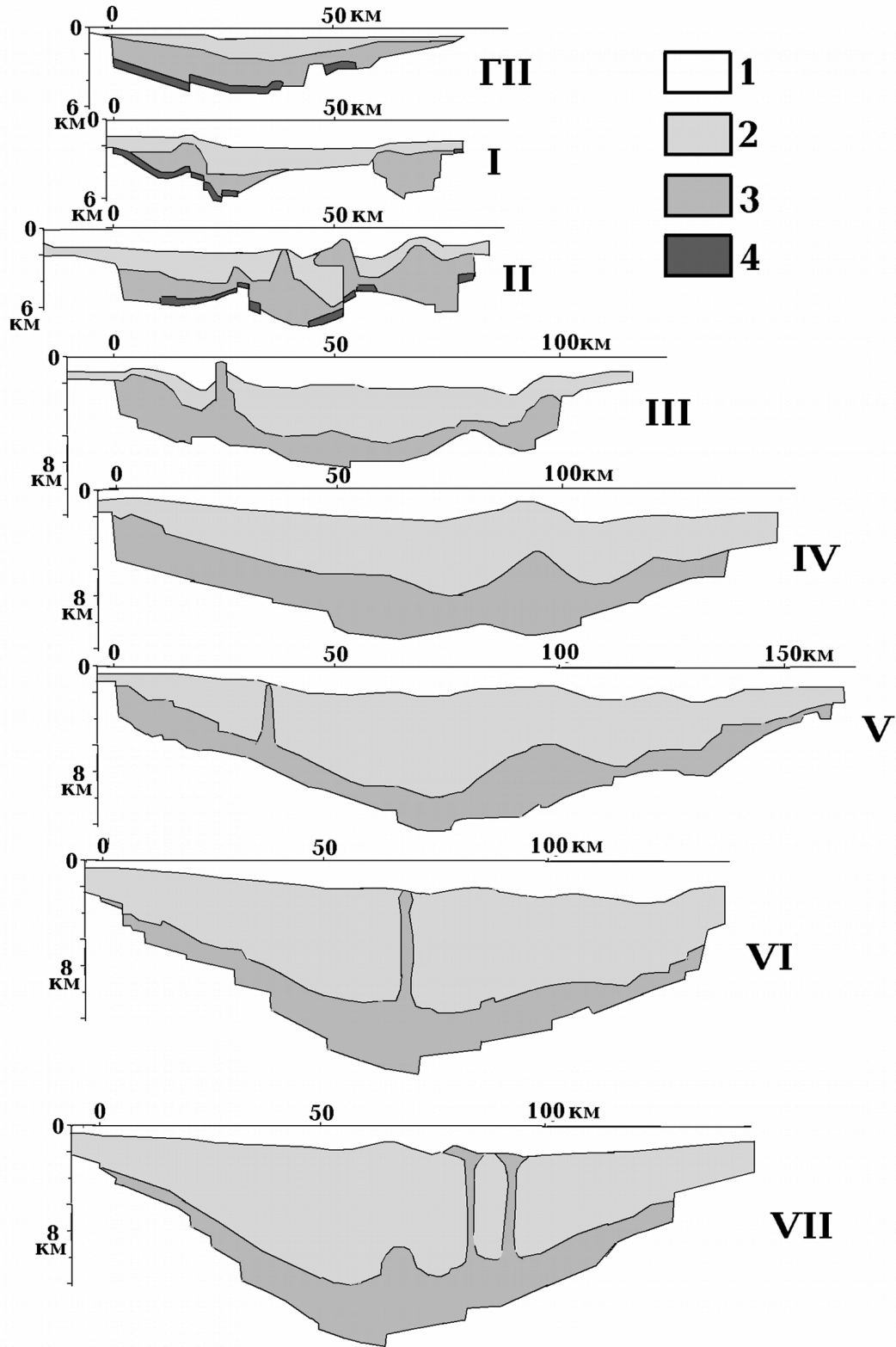


Рис. 1.9. Схематизированные геологические разрезы по профилям вкост ДДВ.
 1 - мезо-кайнозой, 2 - пермь-карбон, 3 - верхний девон, 4 - средний девон-нижний фран.

Глубины рассматриваемых границ составляют на северо-западном и юго-восточном концах ДДВ 1-2 км, 2-9 км и 3-16 км соответственно для дроновской свиты, нижнего карбона и фундамента.. Очевидно, что от границы мезозоя и палеозоя к фундаменту увеличивается дифференциация мощности стратиграфических единиц по простиранию и вкрест простирания впадины. Довольно плоское дно мезо-кайнозойской синеклизы (исключения - отдельные резкие локальные утолщения перми - рис. 1.6) отличается от сложной границы в раннем карбоне и рельефа фундамента.

В мощности осадков карбона юго-восточной части впадины и переходной зоны от ДДВ к Донбассу заметным становится влияние более интенсивной для этого времени седиментации Донбасса. Поэтому определение результатов седиментации, характерных для собственно Днепровско-Донецкой впадины, требует подхода, позволяющего разграничить эти процессы.

Это проще сделать, используя геологические разрезы вдоль профилей, показанных на рис. 1.6. Следует только учесть, что данные о мощности слоя осадков среднего девона - нижнего отдела франа имеются лишь для северо-западной группы профилей. В юго-восточной группе с большой глубиной фундамента нижние части разрезов построены только по сейсмическим данным, сравнительно тонкий слой среднего девона - низов франа не выделяется. Поэтому ниже при подсчетах мощностей слоев предполагалось, что ситуация, фиксируемая на профилях ГП - П, сохраняется и юго-восточнее.

Средние мощности слоев подсчитывались в пределах трога и относились к территории, ограниченной серединой расстояния до соседнего профиля. Для слоя среднего девона - нижнего франа учитывались и отрезки профилей с нулевой мощностью. Ответ на вопрос о границе зоны седиментации в карбоне, характерной для ДДВ, ясен из рис. 1.10.

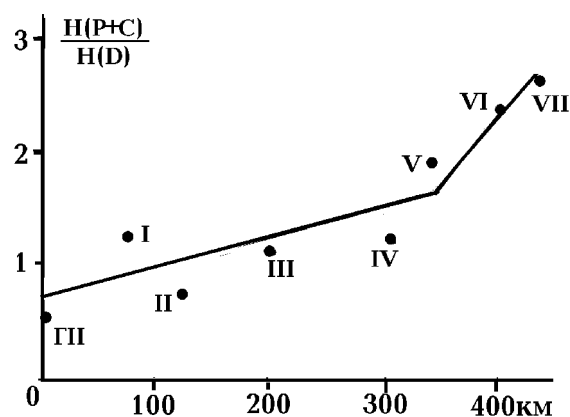


Рис. 1.10. Отношение средней мощности слоя перми-карбона к средней мощности слоя верхнего девона на профилях (рис. 1.6).

В районе профиля V (т.е. вблизи границы переходной зоны от ДДВ к Донбассу) постепенное увеличение относительной мощности комплекса карбон-пермь сменяется существенно более резким. Соответственно, при подсчете мощностей (ΔH) использовались данные по профилям ГП-V. Получены значения: Kz+Mz - 1,5 км, P+C - 3 км, D₃ - 2,5 км, D_{2+п} - 0,25 км. В комплексе D₃ примерно

0,8 км составляет соль и около 0,2 км - вулканические породы.

Соответствующая кривая изменения мощности осадочного слов в ДДВ представлена на рис. 1.11. Изменение мощности в Припятской впадине для девона совпадает с ДДВ [7 и др.], в карбоне-перми - резко отличается (рис. 1.11).

В целом анализ данных о процессах формирования осадочного комплекса ДДВ дает возможность сформулировать несколько выводов.

1. Отложения среднего девона-низов франа формировались в пределах небольших приразломных грабенов, на остальной территории будущих ДДВ и ПП преобладали поднятие и эрозия.

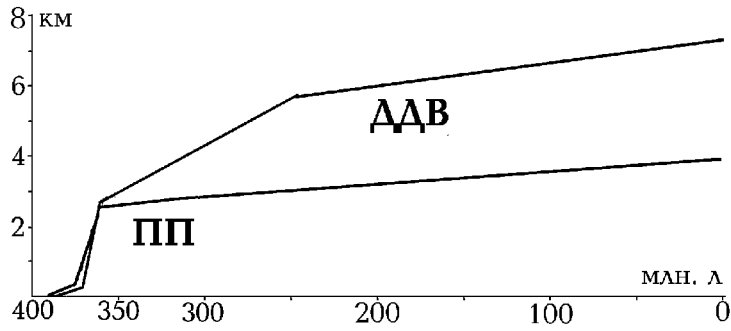


Рис. 1.11. Изменение средних мощностей осадочного слоя в Днепровско-Донецкой впадине и Припятском прогибе.

2. Осадки позднего девона накапливались в пределах трога шириной 50-60 км на северо-западе впадины и 100-110 км - на юго-востоке. Изменение ширины

происходит примерно по меридиану 32°30'.

3. Площади, занимаемые отложениями различных ярусов верхнего девона, практически совпадают, не наблюдается заметного их увеличения со временем. Этот факт говорит об отсутствии растяжения коры в период формирования рифтового комплекса [2].

4. Синеклизная стадия, имевшая место только в ДДВ, характеризовалась опусканием территории, превышающей по площади рифтовый трог, без разрывов и изменений мощности девонского комплекса. Наблюдаемые вариации его мощности могут быть объяснены галокинезом.

5. Темп седиментации в фране-фамене близок в ДДВ и ПП, составляет около 250 м/млн. л и значительно превышает обычный для платформенного эндогенного режима. В карбоне-кайнозойе в Припятском прогибе и мезозое-кайнозойе в ДДВ темп составляет несколько метров за млн. л, т.е. не отличается от платформенного. В карбоне-перми в ДДВ он находится на уровне 25-30 м/млн. л и несколько превышает платформенный.

1.3. Магматизм.

Относительные и абсолютные возрасты изверженных пород региона часто противоречивы, скорее всего, они образованы 385-360 млн. л назад. Окраинные глубинные разломы рифта протягиваются далеко на запад от Припятского прогиба (примерно до Берлина) и на первой стадии выделяли единую “магмоконтролирующую палеозойскую структуру” [60, с.210], с приблизительно синхронными и близкими по составу излияниями глубинных магм.

На Припятском валу установлен магматизм начальной стадии основного и ультраосновного состава. Это кимберлитовая и трахибазальт-трахидолеритовая формации. Глубина, с которой кимберлитовым расплавом вынесены ксенолиты, в [105, 137] оценена в 150 км (магматический очаг располагается, естественно, на несколько большей глубине). Трахибазальт - трахидолеритовая формация включает туфы среднего состава. Их интрузивные аналоги - сиениты (с абсолютным возрастом 390 млн. лет) известны в Польше на продолжении рассматриваемой зоны. Возможно образование сиенитов в коре или при контаминации мантийных магм коровым веществом.

Последующие проявления магматизма происходили южнее, в области западного склона Украинского щита и здесь не рассматриваются, как и девонские процессы на Вольно-Подольской плите.

Распределение проявлений магматизма в ДДВ и ПП показано на рис. 1.12. по данным работы [22]. Примерное расположение магматических пород на Припятском валу и его западном продолжении - на рис. 1.1. Не исключено, что в пределах магмоконтролирующей палеозойской структуры следует выделить две части: широтного и юго-восточного

Геологическая история

простирается, т.е. рассматривать магматизм восточной части ПП и ДДВ совместно и отдельно - магматизм Припятского вала и его западного продолжения.

В переходной зоне от ДДВ к Донбассу известны среднеюрские туфопесчаники [20, 21], их появление, скорее всего, связано с хорошо изученной в Донбассе киммерийской активизацией, сопровождавшейся магматизмом. Поэтому соответствующий их появлению глубинный процесс в работе не рассматривается, как и мезозойский магматизм на склоне Украинского щита (рис. 1.12) и среднеюрская активизация ПП [143].

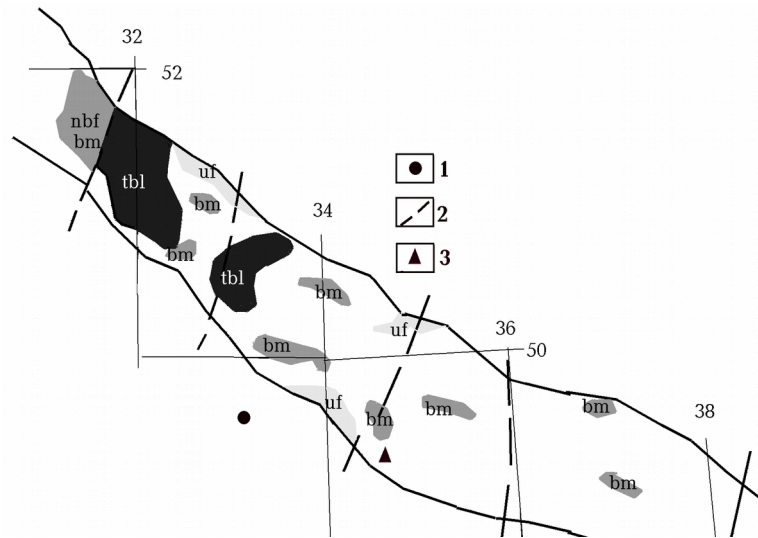


Рис. 1.12. Размещение пород магматических формаций девонского возраста в ДДВ и ПП. Формации: базальт - долеритовая - *bm*, трахибазальт- трахиандезит-трахилипаритовая - *tbl*, меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдипатоидных габброидов и карбонатитов - *uf*, щелочных базальтоидов, фонолитов - *nbf*.

1 - проявление мезозойского магматизма на склоне Украинского щита [20], 2 - поперечные разломы ДДВ, 3 - Руденковская площадь (см. ниже).

Общий объем эффузивов достигает примерно 10 тыс. км³. Кроме коровых образований формации, по мнению авторов [22], включают мантийные, магмы которых возникли на глубинах: *uf* и *nbf* - 150-200 км, *tbl* - 100 км, *bm* - 40-60 км. Эта информация создает хорошую основу для контроля глубинного процесса: в момент формирования магм зоны частичного плавления в тектоносфере региона должны располагаться на соответствующих глубинах.

Формирование магматических пород ДДВ можно представить в виде двух основных этапов общей длительностью около 20-30 млн. лет [90, 22].

Глубины формирования магматических пород ДДВ нами были установлены согласно методике, приведенной в [37, 44, 134, 135 и др.]. На первом этапе (табл. 1.1) - примерно 390-375 млн. лет назад - вдоль краевых глубинных разломов образуются тонкие прослои туфов и эффузивных пород ультраосновного состава с включениями мегакристаллов клинопироксенов и нефелина. Ультраосновные породы позднего франа занимают 6500 км², при незначительной (300 м) мощности [90]. Щелочно-базальтовые, средние и кислые породы на такой же площади имеют мощность 0,6 ÷ 1,5 км.

На пересечении Южного бортового и Криворожско-Комаричского разломов появляются кимберлитоподобные оливин-клинопироксеновые породы с карбонатом, рудными [15]. Особенность кимберлитоподобных пород ДДВ - высокая железистость (Fe_2O_3 - 15,6 %; FeO - 8,4 %), низкие содержания MgO и Al_2O_3 . Состав карбонатной фазы - окисленный, активный с щелочами, галогенами - соответствует составу мантийных надастеносферных флюидов, включений в оливинах расплавов-растворов [119]. Кимберлитоподобные породы, выносящие ксенолиты, измененные с участием надастеносферных окисленных флюидов, описаны в зоне сочленения Донбасса и Приазовского массива [66]. По всей видимости, обогащенные карбонатом оливиниты представляют карбонатную (силикатно-карбонатную) фазу, достигшую поверхности.

Интрузивные пироксениты и нефелиновые пироксениты с авгитом, окруженным каемками эгирина, и нефелином встречены в виде ксенолитов в эффузивных породах [15]. В ДДВ ярко проявлена сопряженность подъема частично расплавленного астенолита к поверхности с образованием (раскрытием) разломов, по которым происходит внедрение незначительных объемов щелочного силикатно-карбонатного флюида-расплава и силикатного расплава, образующего ксенокристаллы и интрузии, которые вынесены расплавами щелочно-ультраосновной формации, богатыми карбонатной фазой. Возможно, пироксениты являются породами, образующими жилы в ослабленных зонах коры и мантии [78, 157]. Модель образования рифта, в которой от поднимающегося мантийного плюма отделяются флюиды-расплавы, образуя в мантии и коре жилы и дайки, предложена в работе [172]. Она построена на основе изучения ксенолитов, вынесенных нефелиновыми базанитами с оливином, сопряженными с карбонатитами магматического комплекса Чиулу Хиллс (Кения).

Далее образуется франская щелочно-ультраосновная эффузивная толща (Белоцерковский комплекс), сложенная серией пород от слюдяных пикритовых порфиритов, анкаратритов мельтейгитов до нефелиновых базальтов [15]. Это оливин-клинопироксен-нефелиновые породы без плагиоклаза. Коэффициент фракционирования близок к таковому для недифференцированных расплавов, вынесенных со значительных глубин [90]. На это указывает наличие ксенокристаллов муассанита, хромпикотита с высокими содержаниями $\text{Cr}_2\text{O}_3=41\%$ и $\text{MgO}=18-19\%$, титаномагнетитов с повышенными концентрациями MgO , а также фтор-апатита, гомогенизация газовой-жидких включений в котором не наступает при температуре 1400°C [91]. Температура гомогенизации газовой-жидких включений могут быть пересчитаны в температуры первичных расплавов [44, 119], а их состав отражает состав остаточных расплавов, концентрирующих некогерентные элементы [112, 119, 123, 130]. Ксенокристаллы с подобными температурами могут быть захвачены на глубинах, не меньших 180 км.

Условия формирования франской вулканогенной толщи определены Б.И. Малюком [22]. Первичной магмой для ультраосновных пород ДДВ он называет меймечитовую. Формирование щелочных пород ДДВ происходит вследствие дифференциации меймечитовой магмы под контролем оливина, а затем оливина и клинопироксена в интервале глубин 60-100 км. При выпадении из расплава кристаллов происходит обеднение расплава MgO обогащение Al_2O_3 и SiO_2 . Соответствие комагматических серий щелочных пород ДДВ расчету подтверждает большую роль кристаллизационной дифференциации в формировании франских вулканитов.

Практически во всех изученных регионах [37, 44] активизация начинается с появления ультраосновных пород и комплексов [93, 94], формирование которых происходило на значительных глубинах [156].

Геологическая история

Таблица 1.1. Магматические породы ДДВ [15, 90].

Порода	Породообразующие	Акцессорные	Глубина, км
Франские эффузивы Белоцерковского комплекса			
Оливиниты	Серпентин (по оливину), авгит, биотит. Кальцит	Магнетит, ильменит, меланит, апатит	200
Пироксениты Нефелиновые пироксениты	Авгит, эгирин-авгит с каемками эгирина, биотит Нефелин	Магнетит, ильменит, титанит, апатит	200-50
Пикритовые порфириды	Оливин (серпентинизирован), авгит, биотит. Кальцит	Меланит, магнетит, биотит, лейкоксен	200 →50
Анкаратриты, нефелиновые пироксениты	Оливин, пироксен, нефелин	Меланит, магнетит, биотит	50
Мельтейгиты, ийолиты	Эгирин-авит, авгит, нефелин	Магнетит, ильменит, биотит, апатит, титанит	
Лимбургиты, нефелиновые сиениты, эпилейцито-нефелиновые базальты, нефелиниты, эпилейцититы	Оливин, эгирин-авит, нефелин или лейцит	Апатит	
Щелочные базальты	Санидин, эгирин, эгирин-авгит, нефелин, титанит, иногда – оливин	Апатит, магнетит	
Фаменские вулканы.			
Диабазы	Авгит, плаггиоклаз (лабрадор), роговая обманка, кварц	Биотит, магнетит, пирит	100
Карбонатиты	Кальцит с примесью доломита, полевых шпаты, диопсид, хлорит. Ангидрит.	Анаказ, пирит, магнетит, муассанит, сфен, гранат, апатит	
Трахибазальт–трахиандезит–трахилипаритая формация	Клинопироксен, плаггиоклаз (лабрадор), калиево-натриевые полевые шпаты, кварц.		200→ 100

Однако меймечитовая магма не может образоваться при плавлении лерцолита мантии в указанном интервале глубин. Появление меймечитовых магм возможно в результате плавления при участии CO_2 [118, 156] при температурах, не меньших 1760°C и давлении 7 ГПа [119]. Необходимо допустить действие процессов, концентрирующих несовместимые элементы - щелочи, кальций и др. Содержания F в некоторых расплавленных включениях оливинов из

меймечитов Маймеча-Котуйской провинции достигает 0,2 %, во всех расплавных стеклах обнаружены высокие концентрации TiO_2 [119]. Можно допустить, что возрастание щелочности происходит при взаимодействии расплавов, содержащих карбонатно-фторидные флюиды с лерцолитом мантии. В расплав экстрагируются элементы, когерентные подобному флюиду (в первую очередь - Na, Al, P).

Дифференциация осуществляется под корой. Появление нефелинового базальта - следствие ликвации на силикатную и карбонатную фазы [92, 163, 168]. В ДДВ карбонатная фаза представлена эксгаляционно-осадочными доломитами, синхронными магматизму. Для щелочных расплавов несмесимость карбонатной и силикатной фазы фиксируется при $P \leq 3$ ГПа [156].

Появление расплавов андезитового и липаритового составов говорит об изменении концентрации химических элементов в астеносфере, которое отражается в уменьшении влияния натрия на дифференциацию и увеличении активности кислорода. Это может происходить при нейтрализации (например, хлором), при повышении фугитивности кислорода, появлении растворителя (в частности, воды), что возможно в подкоровом интервале глубин (вследствие опускания корового материала), а также в коре. О смещении дифференциации в кору до конца франского времени свидетельствует уровень фракционирования (0,7 ГПа) кислых дифференциатов [22].

Постепенная нейтрализация наблюдается не только в расплаве, но и в эксгаляционно-осадочной толще. Магнезиальные карбонаты (доломиты) сменяются кальциевыми карбонатами, затем глиноземистыми породами (эффузивами и туфами) с углеводородами. Сульфаты образуются в слабо щелочной (нейтральной) среде, т. е. в присутствии воды. Отложение каменной соли из водного флюида, в котором активное основание (NaOH) нейтрализовано активной кислотой (HCl). В астеносфере Na экстрагирует гидроксильную группу, что приводит к «осушению» силикатного расплава, а образованный водный раствор поднимается к поверхности сначала с магмой, а затем в виде гидротерм.

Основные породы второго этапа (табл. 1.1) - щелочные базальты, предваряемые карбонатитами на северо-западе ДДВ и толеитовые базальты на юго-востоке. Интрузивные диабазы распространены по всей впадине.

Карбонатитовые туфы описаны в зоне Смеловско–Холмского глубинного разлома [90]. Вынесенные ими ксенокристаллы аналогичны таковым кимберлитов щелочно-ультраосновной формации первого этапа. Породы не являются типичными карбонатитами, более соответствуют карбонатному (с примесью сульфатного) флюиду, отделяющемуся при пополнении мантийного очага веществом. Кровля астеносферы может быть расположена не глубже 100 км, иначе отделения флюида не произошло бы. Отделение карбонатной фазы не приводит к появлению фельдшпатоидов, что возможно только в присутствии водно-хлоридных флюидов, нейтрализующих натриевую щелочность.

С карбонатитами пространственно и генетически сопряжены эффузивы трахибазальт–трахиандезит–трахилипаритовой формации [90]. Они представлены безоливиновыми эффузивами от базальтов до кварцевых порфиров Черниговского комплекса в северо-западной и центральной частях ДДВ. Состав фаменской вулканогенной толщи свидетельствует об опускании кровли астеносферы, что приводит к смешению нейтральных заключительных расплавов первого этапа с щелочно-карбонатными расплавами, поступающими из глубинного источника (возможно, состава меймечита). Однако в данном случае условия дифференциации иные. Недефференцированные силикатные расплавы не достигают поверхности. Трахибазальты характеризуются низкими содержаниями MgO (4,5%) и высокими Al_2O_3

(16,4%), близкими к таковым для малиньитов Покрово-Киреево. Однако отсутствие нефелина (псевдолейцита) при высокой щелочности (содержание Na_2O - 3,2 %, а K_2O - 3,6 %) свидетельствует о фугитивности кислорода, близкой к буферу QFM.

Кислые разности (большая часть объема) тяготеют к осевой зоне рифта, основные - к его краям. В ДДВ площадь фаменской вулканогенной толщи - 5 300 км², мощности на разных участках колеблются от 700 до 2700 м [90].

В осевой части ДДВ появляются диабазы клинопироксен-плагиоклазовые без оливина [15]. Резкое изменение минеральных парагенезисов в жильных породах позднего фамена (диабазы) по сравнению с позднефранской толщей (исчезновение фельдшпатоидов, появление плагиоклаза и роговой обманки, практически полное исчезновение оливина) указывает на принципиально иные условия дифференциации. Увеличивается доля Al_2O_3 , снижается - MgO и FeO по сравнению с франскими основными породами. Минеральные парагенезисы и состав диабазов соответствует составу толеитов западной части Донбасса (З.М. Ляшкевич объединяет их в единую

базальт-долеритовую формацию [22, 90]). Однако, магмы толеитовых базальтов появляются позже - на рубеже девона и карбона (около 360 млн. л. назад) [73]. И диабазы, и толеитовые базальты являются типичными породами, сформированными из магм, дифференцированных на глубине 100 км [44].

Таким образом, во франское время появляются магматические и эксгаляционно-осадочные породы, представляющие силикатную и флюидную фазу расплава, образовавшегося на глубинах более 200 км, а дифференциация происходила в интервале глубин 50-100 км. На фаменском этапе расплавы формируются на глубине 100 км.

Многие авторы считают, что ДДВ и Донбасс в герцинское время развивались как единая структура (Припятско-Днепровско-Донецкий палеорифт [22; 90]).

Проведенный анализ магматических пород Донбасса и ДДВ показывает, что магмы, образующиеся на протяжении девона в двух регионах, были дифференцированы на разных глубинах в разное время, поэтому их нельзя объединять в единые формации. Первые магматические породы в Донбассе появляются раньше (около 400 млн. лет назад) В ДДВ за 20-30 млн. лет происходит развитие двух очагов, размещавшихся на глубинах 50 и 100 км, тогда как в Донбассе кровля астеносферы размещается в это время и позже на глубине 150 км. В ДДВ преобладают эффузивные породы огромного объема, в Донбассе представлены в основном плутонические породы незначительной мощности, последнее относится и к единственному эффузивному комплексу на границе Донбасса и Приазовского массива. Возможно, появление 325 млн. лет назад пород из магматического очага на глубине 100 км на Покрово-Киреевской структуре и в переходной зоне между ДДВ и Донбассом указывает на некоторое распространение глубинных процессов в тектоносфере Донбасса за пределы этого региона в карбоне.

Различаются как режим вертикальных движений, так и состав осадочной толщи. В ДДВ максимальная скорость осадконакопления фиксируется в позднефранское-фаменское время. Накапливаются грубообломочные, хемогенно-осадочные породы, значительна примесь пирокластиков, что указывает на небольшую глубину астеносферы, проницаемость для эндогенного вещества дна рифтового бассейна (табл. 1.2). В Донбассе в это время скорость седиментации много меньше, осадки представлены преимущественно песчаниками. В центре региона девонские осадки неизвестны.

На границе турнейского и визейского веков ситуация резко изменяется. В ДДВ во время предкарбонного перерыва происходили выравнивание рельефа и формирование коры

выветривания. Морские трансгрессии турнейского и ранневизейского времени знаменовали собой наступление нового этапа в развитии региона, средняя скорость осадконакопления в карбоне существенно падает по сравнению с девоном. В Донбассе скорость накопления осадков в карбоне максимальна.

1.4. Особенности состава осадков рифта

Сопряжение состава магматических и эксгалиционно-осадочных пород (табл. 1.2) позволяет предположить большую роль кислотно-основных взаимодействий при дифференциации расплавов астеносферы, образующих магматические породы на поверхности. Извержению лав сопутствует значительное количество флюида. Как правило, это H_2O , CO_2 , CO , CH_4 с примесью активных анионов F^- , Cl^- , S^{2-} , $(SO_4)^{2-}$ и др. и катионов - Na , K , Ca , Ba и др. [67,129, 117]. На поверхности флюид представлен преимущественно газовой фазой, которая выносится в атмосферу. Часть остается в расплаве и фиксируется в виде газовой-жидких включений в минералах наложенных метасоматических преобразований. Если извержения происходят на дне морского бассейна, флюид растворяется в воде и служит пищей для организмов с карбонатным и силикатным скелетами либо выпадает в осадок по мере охлаждения [77 и др.].

Осаждение вещества в условиях рифта изучено на примере Красного моря [124]. На дне осевого трога молодые базальты перекрыты 5-метровой пачкой осадков монтмориллонит-ангидрит-гематитовой фации с позднечетвертичной фауной, либо карбонатно-птероподовыми осадками (возраст 11-25 тыс. лет). Ангидриты ассоциируют с окислами и сульфидами. Выделены фации осадков: железисто-монтмориллонитовая, гетита и аморфных окислов железа, пласты сульфидов, мангансидеритовая фация, прослойки ангидритов. Во впадинах осевого трога происходит разгрузка горячих ($59^{\circ}C$) металлоносных рассолов, которая создает здесь расслоенную водную систему, открытую снизу для внедрения (эксгалиции) глубинного тепла и вещества. Она состоит из трех слоев: верхнего - гомогенного, близкого по химизму и температуре к нормальной морской воде; среднего - неоднородного по мощности, температуре и химизму и нижнего - металлорассольного, гомогенного по минерализации и неоднородного по температуре. Рассолы - хлоридно-кальциевого типа. Средний слой образовался при смешении рассолов нижнего слоя с водами верхнего слоя, что приводит к осаждению ангидрита. Значительность выносимых масс соли позволяют оценить и данные по гидротермам Челекена [161].

В осевой части Красного моря внедряются основные магмы и накапливаются вулканогенно-осадочные толщи, а вне нее - карбонатные и соленосные. В близлежащей Данакильской долине, входящей в систему Эфиопского рифта, накопились и продолжают накапливаться толщи каменных и калийных солей мощностью до 1000 м, что обусловлено горячими глубинными рассолами, сопровождающими излияния четвертичных базальтовых магм [47, 153].

Сходная картина наблюдается в ДДВ в конце среднего девона. У бортовых разломов образуются маломощные прослойки доломитов [19]. В франское время вначале там же накапливаются песчаники, аргиллиты, известняки и доломиты с прослоями ультраосновных эффузивов и пирокластов (кыновский горизонт), затем - на большей территории - известняки, доломиты, мергели, вулканогенные конгломераты и туфогенные песчаники (саргаевский горизонт). Фиксируется активность Ca и Mg как в ультраосновных силикатных породах, так и в эксгалиционных карбонатных. Значительная доля туфов отличается высоким коэффициентом эксплозивности, что предполагает участие газовой фазы, в частности - присутствие CO_2 . О том,

Геологическая история

что получение нефелин-нормативных расплавов возможно только в результате ликвации, свидетельствуют результаты многочисленных экспериментов. В отсутствии разделения на несмешивающиеся фазы щелочи (в первую очередь - Na) переходят во флюид и образуются породы субщелочного и нормального ряда.

Таблица 1.2. Магматические и синхронные осадочные породы девона ДДВ.

Магматизм	Осадочные формации ДДВ [19]	
	Северо-западная часть	Юго-восточная часть
Верхний девон. Фаменский ярус		
Жильные диабазы с кристаллами каменной соли	Каменная соль, сульфаты, карбонаты, эффузивы	
Трахибазальт-трахиандезит-трахи-Липаритовая серия	Эффузивы и пирокластика чередуются с красноцветными и сероцветными породами	Глинисто-карбонатные отложения Мергели, известняки Глинисто-карбонатные песчаники
Туфы карбонатитов	Глинисто-песчаниковая толща, известняки. Глинисто-карбонатные породы	Песчаники, аргиллиты Присутствие рассеянного органического вещества
Верхний девон. Франский ярус		
Щелочные базальты, андезит-базальты, андезиты, липариты	Соль, туфы, глины, сульфаты, карбонаты	
Эффузивно-пирокластическая, согендалитовая, оливин-базальтовая Толща	Известняки, мергели, карбонаты, аргиллиты Туфогенные песчаники, пестроцветные аргиллиты	Глинисто-карбонатная толща с битумами
Пикритовые порфириды, мельтейгиты, нефелиновые и эпилейцитовые базальты	Известняки и карбонатные аргиллиты. Доломиты, доломито-мергели, известняки Пестроцветные аргиллиты, алевролиты, песчаники	Аргиллиты, доломиты, карбонатная пачка
Оливиниты. Слюдяные пикритовые порфириды, анкаратриты, щелочные базальты		
Средний девон		
Известняки с псаммитовым граувакковым материалом, обломками вулканических пород, кристаллов пироксенов, рудных (20-30 %). Прослойки туфоаргиллитов и туфодоломитов. 10-15% включений серпентина, вулканического стекла, мегакристаллов нефелина		

Таким образом, эволюция вулканических пород приводит к выводу об участии CO₂ в формировании начальных магм (меймечитов) и ликвационном отделении углекислой фазы при

формировании нефелиновых базальтов. Можно предположить, что в карбонатную фазу экстрагируется часть катионов (Ca, Mg, Fe и др.), а синхронное образование на поверхности пачки доломитов является не случайным.

Следующий (семилуцкий) горизонт включает большее количество глинистого материала за счет сокращения роли доломитов. Наряду с органогенными карбонатами и типичными для ДДВ вулканитами появляются специфические темные битуминозно-сульфидно-кремнисто-глинисто-карбонатные образования типа доманикитов и зеленых глин. А.Е.Лукин [88] связывает минералого-геохимические особенности литологических разновидностей с эндофондом. Эндогенные компоненты в известняках: витрокластический материал, пироксены, свежий биотит и лепидомелан, аутигенный барит и флюорит. Появление подобных эндогенных компонентов возможно при повышенной щелочности, что приводит к восстановлению углерода и смене исключительно карбонатного флюида углеводородным. Повышенная щелочность, как правило, сопряжена с фторидным компонентом, что и фиксируется: характерна зараженность фтором эксгальционно-осадочных пород. Влияние F на дифференциацию щелочных магм выражается в экстракции Na и Al, повышении щелочности и понижении активности кислорода в расплаве. Кроме того, в присутствии фтора резко снижается смесимость карбонатной и силикатной фаз. Магматические породы с фельдшпатоидами, как правило, содержат повышенные концентрации фтора.

Повышенное привнесение глубинного вещества в форме пепла, продуктов эксгальций и гидротерм обусловило интенсивное глинообразование (железистая гидрослюда, железистый монтмориллонит, различные смешаннослойные минералы). К наиболее важным геохимическим индикаторам петрохимически разнообразной пироклаستي относятся: K, B, Ti, Zr, V, Co. Для эксгальционно-гидротермальных осадков - значительно повышенные содержания Fe, Mn, Ba, Zn, Pb, Cu, и в меньшей мере Sr, Na, B, Li, Mo, Cd, Sn, Y. Эксгальционно-гидротермальный генезис осадков подтверждают значения $(Fe+Mn)/Ti=75-500$ [88]. Достоверно эксгальционно-осадочными признаются породы, в которых этот параметр превышает 25. Изложенное предполагает влияние CO_2 и F на образование пород.

Алатырский горизонт представлен аргиллитами, песчаниками, гравеллитами, конгломератами с редкими прослоями карбонатов. Преобладание грубообломочных пород свидетельствует об интенсивном грабенообразовании. Доля эндогенной составляющей понижается.

Воронежский горизонт включает карбонатные и бескарбонатные аргиллиты, известняки, терригено- и вулканогенно-карбонатные образования, мергели. В отдельных районах появляется каменная соль и ангидриты. Повышение участия эндогенного вещества в образовании осадков совпадает с изменением его состава, что более отчетливо проявлено в евлановском и ливенском горизонтах. Они представлены переслаиванием каменной соли, аргиллитов, известняков, мергелей, ангидритов, песчаников, алевролитов, туффитов; верхняя часть - собственно соленосная толща.

Если верно предположение о связи части осадков с процессами в астеносфере, то должны измениться и магматические породы. При прежней распространенности основные эффузивов и туфов снижается влияние на дифференциацию CO_2 . Широко представлены андезиты и андезито-базальты, которые сменяют щелочные породы начальных фаз магматизма. Наблюдается постепенная нейтрализация и расплавов и пород эксгальционно-осадочной толщи (см. выше). Магматические породы образованы из расплава, дифференцированного в нейтральной среде. Очевидно, присутствие Cl^- и SO_4^{2-} нивелирует влияние Na^+ и Ca^{2+} . Для протекания таких реакций необходимо присутствие растворителя - воды. То есть на кровле

астеносферы образуется смесь силикатного, карбонатного, водно-солевого раствора-расплава, элементы и соединения которого вступают во взаимодействие, как в астеносфере, так и на поверхности (на дне рифтового трога), образуя прослой хомогенных пород. К этому времени, вероятно, приурочено формирование слоя частичного плавления в коре.

Подобное протекание процесса подтверждается результатами экспериментов. Исследования системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ в работе [159] показали, что возможно разделение расплава на три несмешивающиеся фазы: 1) Карбонатную жидкость, содержащую воду и мало силикатов. 2) Силикатную жидкость, с растворенными Na , CO_2 , и H_2O . 3) Водную, содержащую CO_2 и др. газы. Магма, содержащая раствор CO_2 и H_2O на ранней стадии кристаллизации, выделяет преимущественно CO_2 с небольшим количеством H_2O , несмотря на то, что количество H_2O может быть значительно ниже, чем требуется для насыщения системы силикат- H_2O .

Высокая щелочность первичных расплавов ДДВ приводит к весьма сходным результатам: отделяется карбонатная, затем силикатная фазы, а на заключительном этапе расплавы содержат воду. Увеличение фугитивности кислорода, которое приводит к образованию воды, возможно вследствие контаминации расплава астеносферы веществом коры, а при дифференциации непосредственно в коре за счет смешения мантийного и корового расплавов.

Принципиально иначе происходит дифференциация вещества второго (“фаменского”) астенолита (см. гл.3) в очаге с кровлей на глубине 100 км. Плагноклаз-содержащие безнефелиновые диабазы ассоциируют с каменной солью. Диабазы часто содержат идиоморфные кристаллы каменной соли [22]. Очевидно, не происходит ликвационного разделения расплава. На кровле астеносферы условия изменились - фугитивность кислорода выше, среда - нейтральная. Не только Na , но и Cl сразу переходят во флюидную фазу, которая растворяется в основном силикатном расплаве. При подъеме к поверхности флюидная фаза отделяется, образуется сеть гидротермальных «даек», разгружающихся на дне морского бассейна. На поверхности формируются прослой каменной соли. Верхняя солевая толща отличается от нижней, т. к. представлена не только каменной солью и сульфатными породами, но и карбонатами. Это свидетельствует об одновременном отщеплении от расплава углекислой, сульфатной и хлор-содержащей фаз.

Фактами, подтверждающими связь образования эксгальационно-осадочных пород и физико-химическими процессами в астеносфере, могут также служить [22]:

1. Выявленные в ДДВ противоречия между образованием мощных (до нескольких км) слоев каменной соли в процессе выпаривания и геодинамической обстановкой. Так, наличие морской фауны в доломитах, ассоциирующих с солью, указывает на необходимость частых изменений фациальных условий бассейна седиментации, крупных воздыманий его дна. Максимальные мощности девонской соли связаны с крупными депрессиями фундамента, т.е. с участками, для которых на протяжении рифтогенеза была характерна тенденция к устойчивому прогибанию.

2. Гидротермальные источники тепла и вещества и их связь с магматическими очагами. На это указывает как синхронность вулканизма и соленакопления, развитие галита в сиенитах, так и формы его нахождения - в интерстициях калишпатовых частиц.

3. Ассоциации галита с анальцимом, эгирином, хлоритом, кальцитом свидетельствуют о высокой температуре его кристаллизации - более $80-100^\circ\text{C}$ (температура установлена по включениям в перекристаллизованном галите).

4. Петрохимические особенности, присущие вулканическим образованиям, отразились на составе солей. Отмечена специфика поведения K_2O и Na_2O : накопление калийных солей, связано с вулканитами Припятского комплекса, в которых содержание $K_2O \gg Na_2O$, тогда как в ДДВ в девоне осаждались главным образом каменные соли. Факт осаждения каменной соли из насыщенного раствора при образовании слоев соли не вызывает сомнения, но насыщение раствора происходило за счет вынесения вещества остаточных магматических расплавов, в которых количества водных солевых растворов очень велики, а при падении давления наблюдается несмесимость силикатной и водно-солевой частей [24].

1.5. Палеотемпературы

Одним из проявлений глубинных процессов, формировавших ДДВ, в приповерхностной зоне является распределение палеотемператур пород осадочного чехла. Они отвечают геотермическому градиенту периода истории впадины, в течение которого накапливалась соответствующая часть осадочной толщи. Наиболее распространенный метод изучения палеотемператур - по отражающей способности витринита - в значительной мере ограничивает стратиграфический интервал, в котором проведены массовые определения, карбоном. Устанавливаемый в этих породах палеогеотермический градиент существенно отличается от современного в тех же районах впадины [53] (до двух раз). Наличие такой информации дает возможность сравнить результаты последствий гипотетического глубинного процесса с независимыми геологическими данными на количественном уровне, т.е. использовать палеотемпературу как один из методов контроля достоверности используемой гипотезы.

Результаты изучения палеогеотермического градиента в ДДВ представлены на рис. 1.13 [53 и др.].

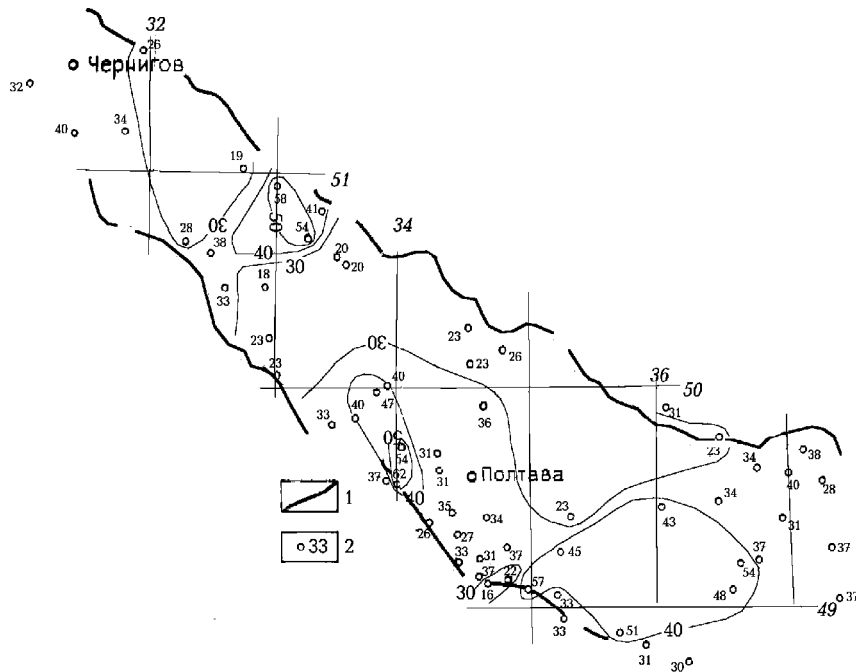


Рис. 1.13. Распределение величин палеогеотермического градиента в ДДВ.

1 - краевые разломы впадины, 2 - пункты определения и значения палеогеотермического градиента ($^{\circ}C/км$).

Геологическая история

Установленные величины сосредоточены в основном в интервале 20-40 °С/км. Более полно их характеризует гистограмма распределения площадей, занятых различными значениями параметра внутри впадины (рис. 1.14). Видно, что распределение несимметрично, но в нем явно присутствует основной массив данных, характеризующийся модальным значением 32-33 °С/км и стандартным отклонением 9-10 °С/км. Кроме него обнаруживается небольшой массив более высоких значений, распространенных примерно на 10% площади впадины. Для него характерны значения палеогеотермического градиента 40-60 °С/км. Они не выходят за рамки тройного стандартного отклонения, но локальность этих аномалий скорее указывает на их связь со специфическими термальными явлениями, не характерными для территории впадины в целом.

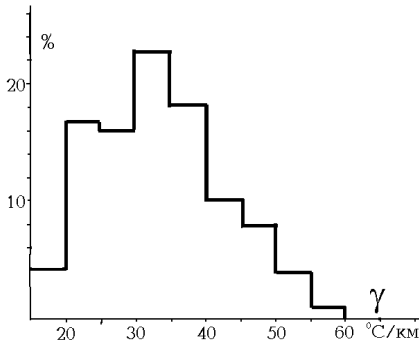


Рис. 1.14. Гистограмма распределения площадей развития значений палеогеотермического градиента в ДДВ.

Большая часть площади, занимаемой повышенными значениями, относится к переходной зоне от ДДВ к Донбассу, ее появление может быть обусловлено продолжением активных процессов в Донбассе в карбоне. Меньшая часть массива повышенных палеогеотермических градиентов характеризует два локальных максимума, приуроченных к краевым разломам впадины.

Высказывается предположение о том, что повышенные значения палеогеотермического градиента связаны с остаточным влиянием девонских интрузий или более молодых магматических проявлений [53]. Первый вариант объяснения представляется геотермически маловероятным (опровергается соответствующими расчетами тепловых эффектов интрузий). Второй более реален, его можно связать с пермской активизацией в ДДВ. Хотя магматические проявления на территории собственно впадины достоверно не установлены, ряд признаков (см. выше) может свидетельствовать о гидротермальных процессах в этот период.

Палеотемпературы девонских пород ДДВ изучены только на отдельных участках. По имеющимся данным можно предположить, что геотермические градиенты этого времени были существенно выше, чем в карбоне [89 и др.]. На примере Руденковской площади (см. рис. 1.12), расположенной вблизи верхнедевонских магматических проявлений (скважинами встречены девонские эффузивы) и поперечного разлома, пересекающего впадину, рассмотрен, вероятно, максимальный вариант прогрева осадочной толщи девона. Предполагая эрозионный срез поднятия (отчасти обусловленного, вероятно, галокинезом) в предкарбоновое время не менее 1-1,5 км и температуру поверхности на 30 °С выше современной, получим геотермический градиент около 90-100 °С/км. Соответствующий тепловой поток (150-170 мВт/м²) характерен для районов в непосредственной близости от магматических аппаратов и современных гидротермальных полей, расположенных над интрузиями. Следует отметить, что в этом же пункте по минералам, заполняющим систему проницаемых трещин и отложившимся, вероятно, из гидротермальных растворов, установлены еще более высокие значения температур. Создается впечатление, что вторгшиеся глубинные флюиды из-за небольшой массы не прогрели всю толщу пород, пронизанных трещинами.

1.6. Современная активизация ДДВ

Как отмечено выше, последним проявлением активизации авлакогенов ВЕП являются

Глава 1

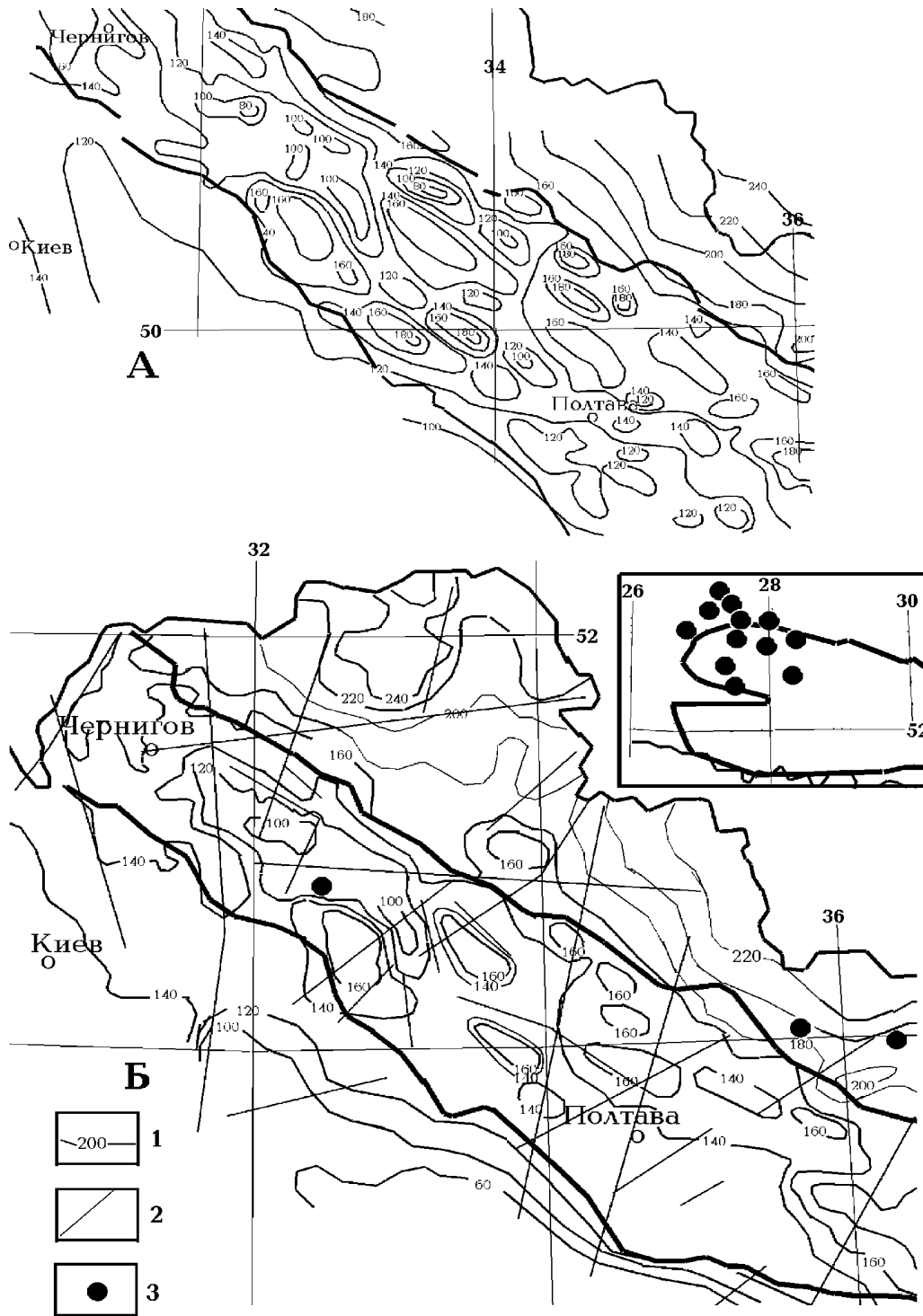


Рис. 1.15. Амплитуды неоген-четвертичных поднятий: А - по [3], Б - по [4].

1 - изолинии амплитуд поднятий (в м), 2 - разломы, активные в неоген-четвертичное время, 3 - эпицентры землетрясений. На врезке - эпицентры ПП.

Геологическая история

события позднего плейстоцена - антропогена. Отвечающие им глубинные процессы создают значительные аномалии физических свойств пород коры и верхней мантии, поэтому заслуживают специального рассмотрения. В этой главе будут упомянуты только геологические признаки активизации, геофизические - рассмотрены ниже.

Прежде всего, необходимо подтвердить на материалах для ДДВ мнение об активизации, затем определить время ее начала и границы охваченной ею территории.

Рассмотрим с этой точки зрения данные о перемещениях поверхности, сейсмичности, гидрохимии подземных вод, изотопии гелия.

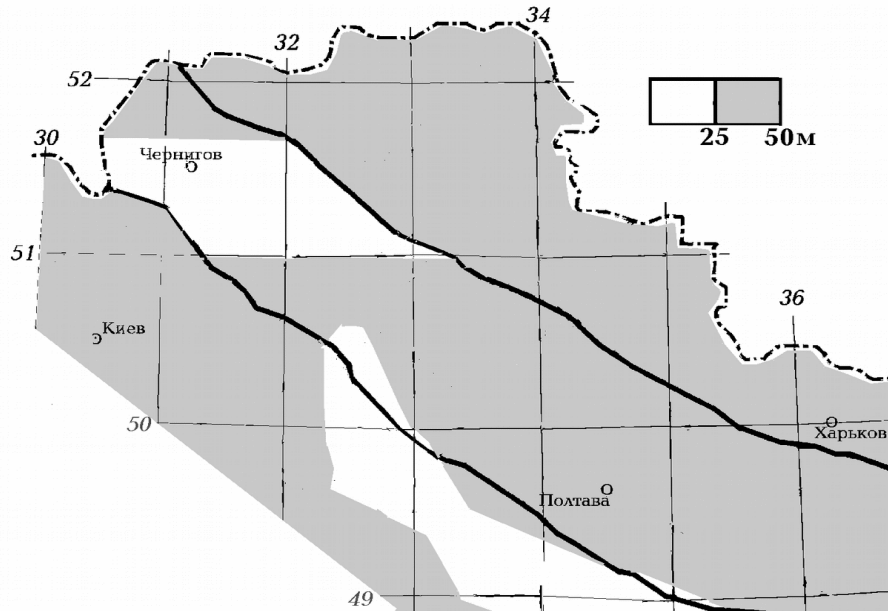


Рис. 1.16. Амплитуда поднятий поверхности за последние 5 млн. л по данным [104].

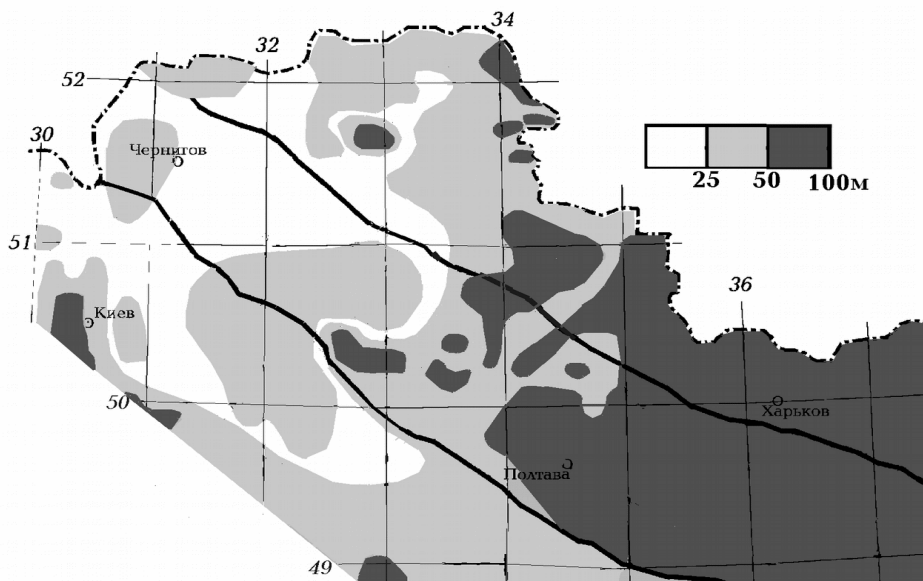


Рис. 1.17. Амплитуда поднятий поверхности за последние 3 млн. л по [9, 95].

Сопоставим данные об амплитудах неоген-четвертичных поднятий [3, 4] в пределах Днепровско-Донецкой впадины и на прилегающей территории. Их сравнение обнаруживает небольшие (непринципиальные) различия между вариантами соответствующих карт, что позволяет использовать один из этих источников информации - более поздний [4]

Из приведенных данных следует, что за рассматриваемый период (около 25 млн. л) поднятия поверхности Земли в ДДВ не обнаруживают наличия каких либо особенностей, характерных именно для впадины. В ее северо-западной части амплитуды ниже, чем на прилегающих территориях склонов Украинского щита и Воронежского массива. В юго-восточной на территории ДДВ происходит спад амплитуд от склона Воронежского массива к минимуму, расположенному на склоне Украинского щита. Активизация разломов в этот период широко распространена во впадине и за ее пределами. Сейсмичность ДДВ слабая, представлена всего тремя событиями восточнее меридиана 32° в.д. (рис. 1.15). Впрочем, не исключено, что слабые землетрясения ДДВ еще недостаточно изучены (см. гл. 7). В единственном районе детальных исследований на северо-западе ПП отмечены многочисленные землетрясения с энергетическим классом 9 и менее [10] (рис. 1.15).

Принципиально та же (но менее контрастная) картина обнаруживается для поднятий за последние 5 млн. л (рис. 1.16 по данным [104]).

И только поднятия последних 3 млн. лет уже обнаруживают наличие на территории ДДВ определенных отличий от соседних регионов (рис. 1.17 по [9, 95]). Создается впечатление начала перестройки системы поднятий, которая еще не полностью сгладила существовавшую прежде. Во всяком случае, очевидна довольно быстрая перестройка системы, в рамках которой по крайней мере часть территории ДДВ характеризуется индивидуальным режимом движения поверхности. Выделить эту часть по имеющимся данным не представляется возможным, хотя можно допустить, что в Деснянском бассейне движения не проявились или ослаблены.

Не проясняет картину и распределение скоростей движений поверхности, происходящих в последние десятилетия [4]. Как было установлено для Украинского щита [37], такие сведения для решения нашей задачи непригодны. Подобный вывод можно сделать и по данным для ДДВ (рис. 1.18).

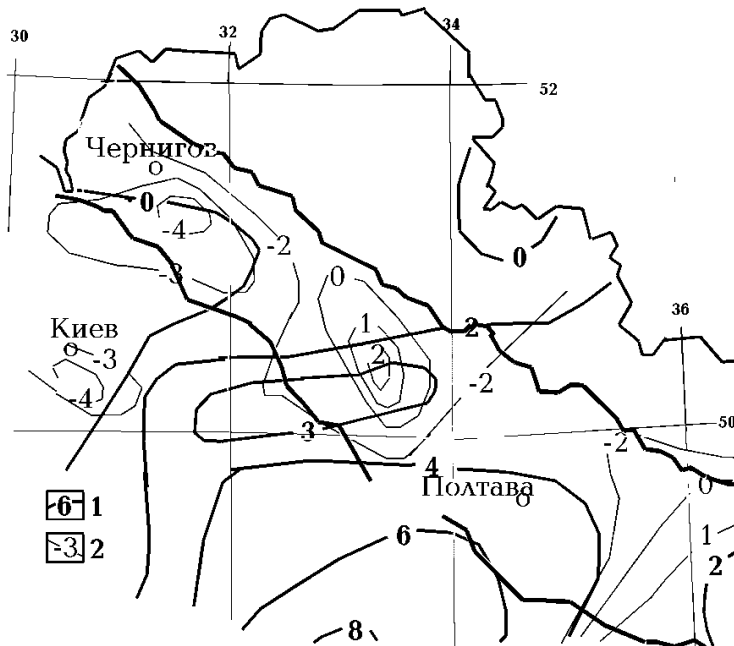


Рис. 1.18. Изолинии скорости современных движений (мм/год) поверхности ДДВ и прилегающей территории.

1 - эпоха 1986г, 2 - эпоха 1971г.

Быстрая смена скорости и знака движений указывает на их связь с кратковременными процессами.

Указанием на современную активизацию служат кроме сведений о движениях поверхности также данные гидрогеологии. В соответствии с ними ДДВ разделена на два бассейна (Деснянский и Днепровский), в одном из которых (Днепровском) распространены зоны аномально

Геологическая история

высоких (с коэффициентом аномальности 1,7-1,9) пластовых давлений (АВПД), в другом - нет [88]. Анализ сохранности зон при обычных значениях проницаемости вмещающих пород показывает, что без подпитки высоконапорными флюидами они не могут существовать. Следовательно, на глубинах, превышающих известную глубину их распространения (порядка 6 км), должен происходить процесс, одним из результатов которого является производство таких флюидов.

В районах Днепровского бассейна, где флюиды достигают глубин бурения, изучены их параметры [88]. В отличие от хлоркальциевых рассолов (со средним содержанием солей около 140 г/л) вышележащих толщ они представлены менее минерализованными (менее 10 г/л) гидрокарбонатно-натриевыми водами с высокой температурой, добавлениями бора, ртути, повышенной концентрацией углекислого газа, углеводородов (прежде всего - метана), водорода, гелия [88]. Встречены элементы -индикаторы связи со щелочными основными и ультраосновными магматитами. Описанное явление названо зоной гидрохимической инверсии (ГИ).

В молодых месторождениях, характеризующихся АВПД и ГИ, сосредоточены основные запасы углеводородов ДДВ. Область их распространения примерно совпадает с Днепровским бассейном (рис. 1.19). Для некоторых из таких месторождений по прямым и косвенным признакам установлен возраст формирования - менее 1 млн. лет [88]. Если фиксируемые в ДДВ поднятия (30-70 м) отнести к периоду в несколько сотен тыс. лет, то их скорость окажется очень значительной - сотни м за 1 млн. лет, что явно указывает на неплатформенный характер современных процессов.

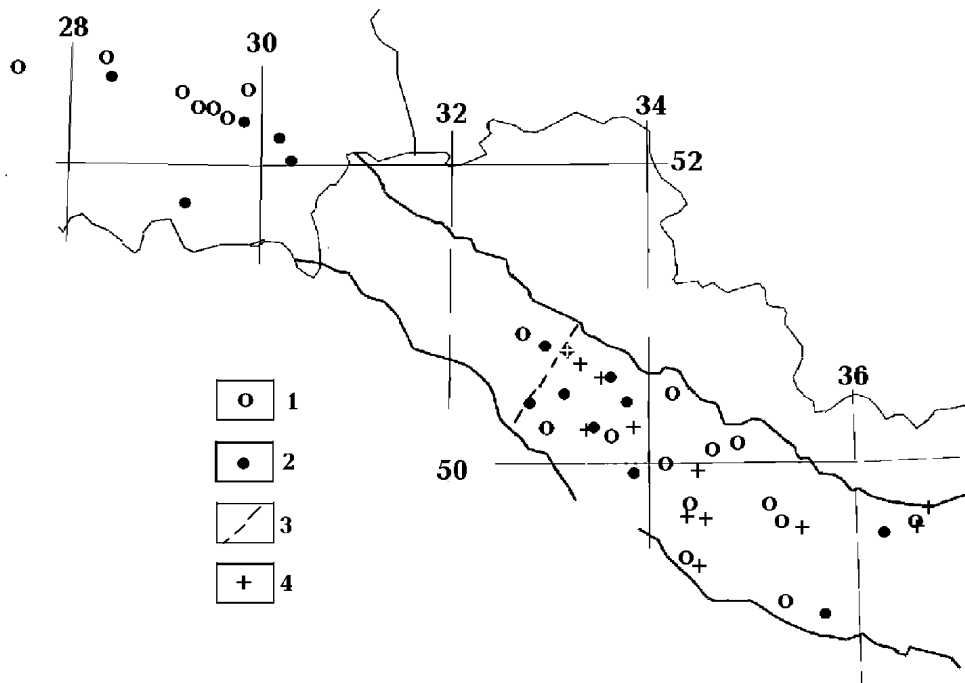


Рис. 1.19. Пункты определения изотопии He, расположение некоторых молодых месторождений углеводородов с АВПД и граница зоны ГИ в ДДВ.

1, 2 - пункты определения изотопии He (со значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$: 1 - фоновыми, 2 - аномальными), 3 - северо-западная граница распространения зоны ГИ, 4 - месторождения углеводородов с АВПД, для части которых установлен возраст менее 1 млн. л.

В Днепровском бассейне изучена изотопия гелия ($R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cdot 10^8$). Фоновое значение R , отвечающее расчетному коровому в условиях осадков ДДВ, составляет около 2, стандартное отклонение сопоставимо с ним. Поэтому аномальными считались

R , превосходящие фон более, чем на удвоенное отклонение, т.е. ≥ 6 . Их наличие указывает на недавнее поступление в кору впадины мантийных пород и перенос гелия с мантийной меткой флюидами на небольшие глубины [43] - рис. 1.19. Область распространения аномальных R ограничена по имеющимся данным Днепровским бассейном и восточной частью Припятского прогиба.

В случае сравнительно детального исследования (Ефремовское месторождение) видно, что аномальная изотопия гелия приурочена к локальному разлому и сокращается до фоновой на расстоянии порядка 1 км от него, т.е. транспортировка глубинных флюидов происходит только по проницаемой разломной зоне. С таким представлением полностью согласуются геологические данные о процессах формирования молодых месторождений углеводородов [88] - рис. 1.20.

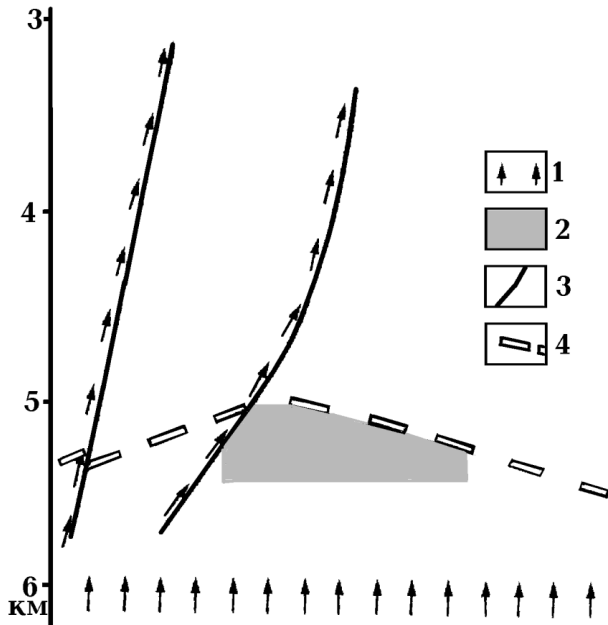


Рис. 1.20. Инжекция глубинных вод по нарушениям на Мачехском месторождении (по [88] с упрощениями).

1 - направление движения высоконапорных глубинных флюидов, 2 - газовая залежь, 3 - нарушения, 4 - поверхность несогласия (экран?).

По данным [19] 81% локальных структур ДДВ имеют размер длинной оси около 6 км, 58% - среднюю вытянутость 2. Можно предположить, что связанные с ними проницаемые зоны местных разломов также локальны, и это объясняет спорадическое распространение гидрогеологических и изотопных признаков активизации в пределах впадины.

Связь современной активизации с нефтегазоносностью заслуживает отдельного упоминания. Если к обусловленным этим процессам отнести месторождения углеводородов, в которых по известным авторам литературным данным наблюдаются АВПД, определен постплиоценовый возраст [88], установлены аномалии изотопии гелия [43], то оказывается, что их запасы составляют 1,952 млрд. т у. т. (т у. т. - тонна условного топлива) - табл. 1.3.

В таблицу 1.3 попали самые крупные месторождения ДДВ. Очевидно, что приведенная оценка запасов - минимальная, так как учтены не все месторождения с признаками современной активизации и в месторождениях, где не фиксируются перечисленные признаки, часть запасов может быть связана с современной активизацией. Суммарные запасы месторождений углеводородов ДДВ и северной части Донбасса по данным [5] составляют 3,46 млрд. т у. т. Таким образом, нефтегазоносность региона сама по себе может служить признаком активизации. Она распространена в Днепровском бассейне и практически отсутствует в Деснянском.

Геологическая история

Таблица 1.3. Запасы углеводородов в молодых месторождениях ДДВ (начальные добываемые запасы категорий А+В+С₁) [5]

Месторождение	Запасы, млн. т у.т.	Месторождение	Запасы, млн. т у.т.
Абазовское	45	Радченковское	5
Анастасьевское	34	Руденковское	33
Артюховское	22	Рясковское	2
Богатойское	14	Семенцовское	23
Волошковское	9	Солоховское	19
Глин.-Розбышевское	55	Талалаевское	6
Ефремовское	221	Харьковецкое	14
Зап. Крестищенское	439	Шебелинское	825
Луценковское	8	Яблуновское	150
Малодевицкое	12	Ярошевское	3
Мачехское	13		
Всего			1952

В целом геологическая информация позволяет связать процесс современной активизации ДДВ с Днепровским бассейном, в пределах которого процесс (по крайней мере - его верхняя коровая составляющая) начался несколько сотен тыс. лет назад, и установить его связь с теплопереносом в мантии. С активизацией связана основная часть запасов углеводородов ДДВ.

Глава 2. Скоростные модели тектоносферы. Состав коры и верхней мантии.

Распределение скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) сейсмических волн в коре и верхней мантии региона получены различными методами и находят различное применение при анализе глубинных процессов в тектоносфере ДДВ. Они рассматриваются отдельно, с разной степенью детальности.

2.1. Скоростная модель мантии

В работе [37] рассмотрены различные варианты известных в литературе сейсмологических данных о распределении V_p и V_s в верхней мантии Украины. Показано, что наиболее подходящей для целей планируемого исследования представляется скоростная модель по S-волнам, построенная в работе [162]. Для территории ДДВ и прилегающих регионов ее иллюстрируют рис. 2.1-2.3.

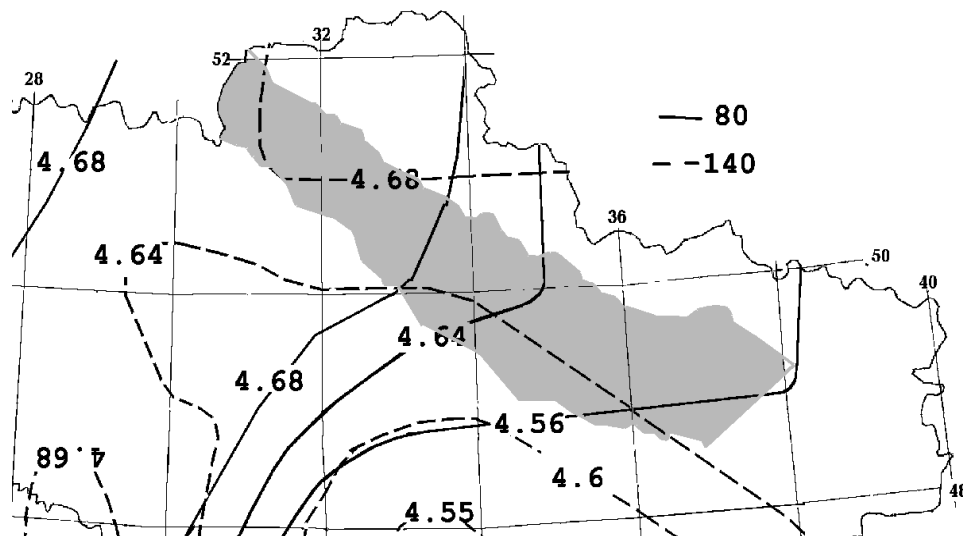


Рис. 2.1. Распределение V_s на глубинах 80 и 140 км по [162].

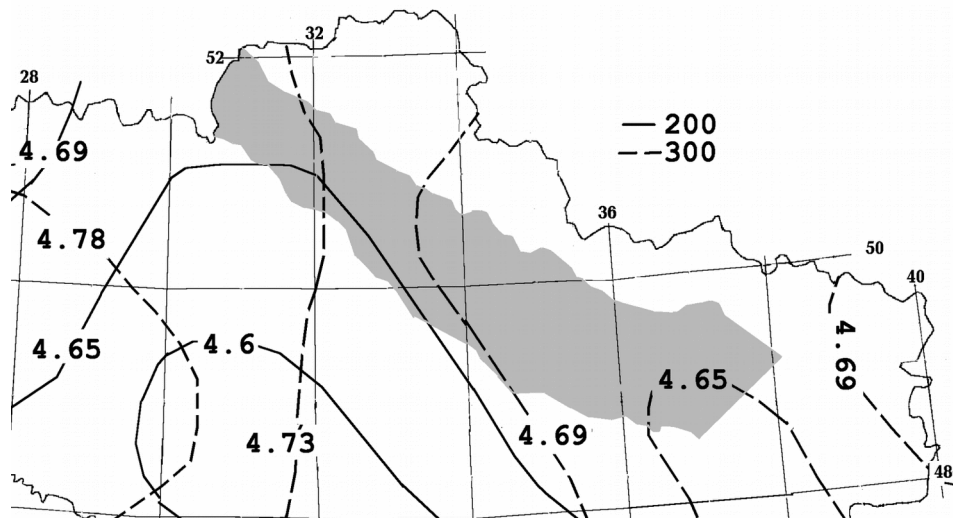


Рис. 2.2. Распределение V_s на глубинах 200 и 300 км по [162].

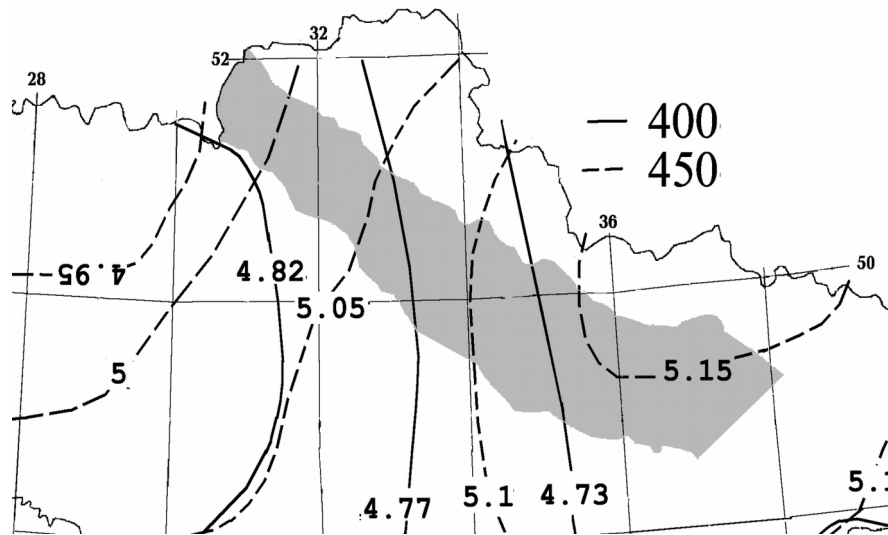


Рис. 2.3. Распределение V_s на глубинах 400 и 450 км по [162].

Из приведенных данных очевидно, что распределение V_s не фиксирует какой-либо четкой аномалии, приуроченной именно к ДДВ. Можно лишь отметить некоторое повышение скорости в северо-западной части впадины по сравнению с юго-восточной в интервале глубин 80-400 км. Под северо-западной частью ДДВ имеется в виду территория, примерно отвечающая Деснянскому бассейну, под юго-восточной - Днепровскому бассейну и переходной зоне от впадины к Донбассу. На глубине 450 км знак различия V_s меняется на противоположный. Это напоминает результат, полученный для верхней мантии Украинского щита (УЩ) [37] - рис. 2.4.

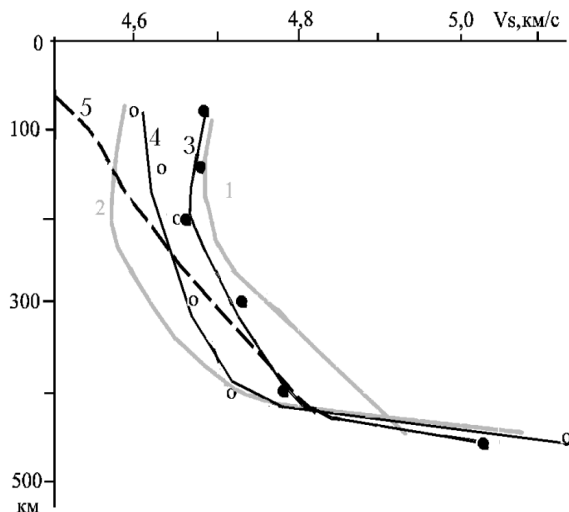


Рис. 2.4. Распределения по глубине средних значений V_s в верхней мантии северо-западных и юго-восточных частей Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины.

1,2 - УЩ (1 - северо-западная часть, 2 - юго-восточная часть), 3,4 - ДДВ (3 - северо-западная часть, 4 - юго-восточная часть), 5 - расчетные значения V_s для платформенного распределения температур и нормального состава пород мантии.

В случае УЩ различия средних V_s были проинтерпретированы как следствие большего распространения в верхней мантии юго-восточной части региона зон пониженных скоростей, обусловленного ею подъема кровли зоны полиморфных переходов (способствующего росту V_s) на глубине подошвы верхней мантии. Различия в верхней мантии ДДВ существенно меньше, только в подкоровой области (на глубине 80 км) они достигают 0,1 км/с, что отвечает различию в температуре 200-250⁰С. Глубже

различия нельзя признать значимыми. Отличия значений V_s в обеих частях впадины под корой от рассчитанных для нормального распределения температуры и состава пород мантии более значительны (0,1-0,2 км/с на 80 км), если их полную величину связать только с аномальными (по сравнению с недрами неактивизированной платформы) температурами, то последние должны составить 400-450^oC на северо-западе и 200^oC на юго-востоке ДДВ. Причину такого охлаждения верхних горизонтов мантии под ДДВ представить затруднительно. Отчасти отличия могут быть связаны с принятием в работе [162] несколько завышенных (примерно на 0,05 км/с) V_s в референтной модели на этой глубине. Данные о значениях V_p на глубине 80 км на геотраверсах Евробридж и Бухарест-ЧАЭС также указывают на повышенные значения скорости сейсмических волн с приближением с юга к Припятскому прогибу [56, 136, 174] - 8,4±0,1 км/с. Поэтому можно предположить, что скоростная аномалия (по крайней мере - на северо-западе) реальна и связана с составом пород подкоровой мантии.

По [174] непосредственно под корой ПП значения V_p понижены на 0,2 км/с по сравнению с наблюдаемыми вне прогиба. По [56] понижение достигает 0,4±0,2 км/с. По [80, 120 и др.] в северной части Припятского прогиба на фоне общего возрастания скорости с глубиной локализуется несколько зон с пониженными их значениями. Зоны, расположенные на глубинах 50-60 и 80-90 км, могут указывать на локальные мантийные очаги частичного плавления пород. Аномалия V_p достигает здесь 0,6 км/с.

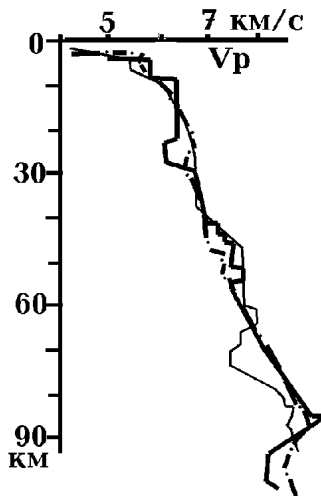


Рис. 2.5. Скоростные разрезы коры и верхних горизонтов мантии в трех пунктах Припятского прогиба по [10].

В нескольких пунктах Припятского прогиба построены скоростные разрезы коры и верхних горизонтов мантии [10]. На них также обнаруживаются зоны пониженных скоростей, интерпретируемые авторами как признаки наличия на этих глубинах астеносферы (рис. 2.5). Понижения значений V_p здесь очень значительны - 0,5-1,0 км/с. Возможно, перечисленные сведения - единственная известная в настоящее время сейсмическая информация о подкоровых зонах частичного плавления в регионе.

2.2. Скоростные модели коры по данным ГСЗ.

Исследования методом ГСЗ выполнялись в ДДВ и ПП в течение многих лет по системе профилей, секущих впадину, в последние годы к ним добавился геотраверс Евробридж, пересекающий Припятский прогиб [20, 25, 54-56, 79, 80, 102, 103, 120, 121, 125, 126, 138-140, 142, 174 и др.]. Их расположение показано на рис. 2.6.

Скоростные разрезы коры, полученные в разное время с использованием различных по плотности систем наблюдений и методик интерпретации, существенно различаются по информативности. В некоторых случаях вдоль профилей построены только структурные (сейсмические) разрезы, для которых распределение значений V_p в слоях коры устанавливается скорее по аналогии с данными по другим пересечениям впадины, чем собственно по результатам интерпретации вдоль данного профиля.

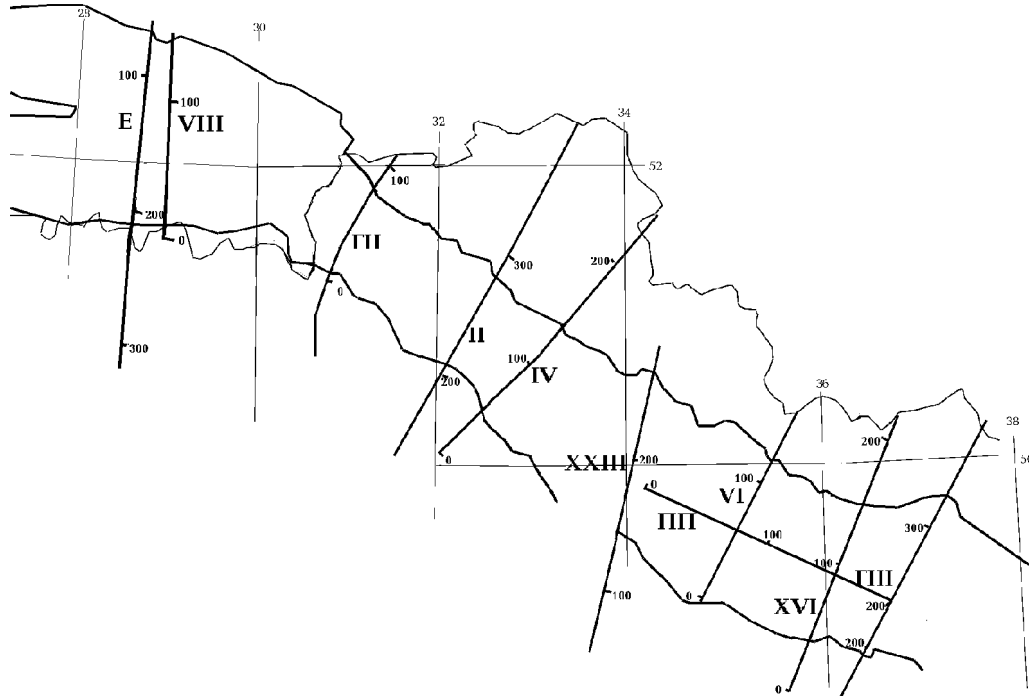


Рис. 2.6. Размещение профилей ГСЗ в Днепровско-Донецкой впадине и Припятском прогибе.

Г - геотраверсы, Е - геотраверс Евробридж, ГПП – продольный профиль.

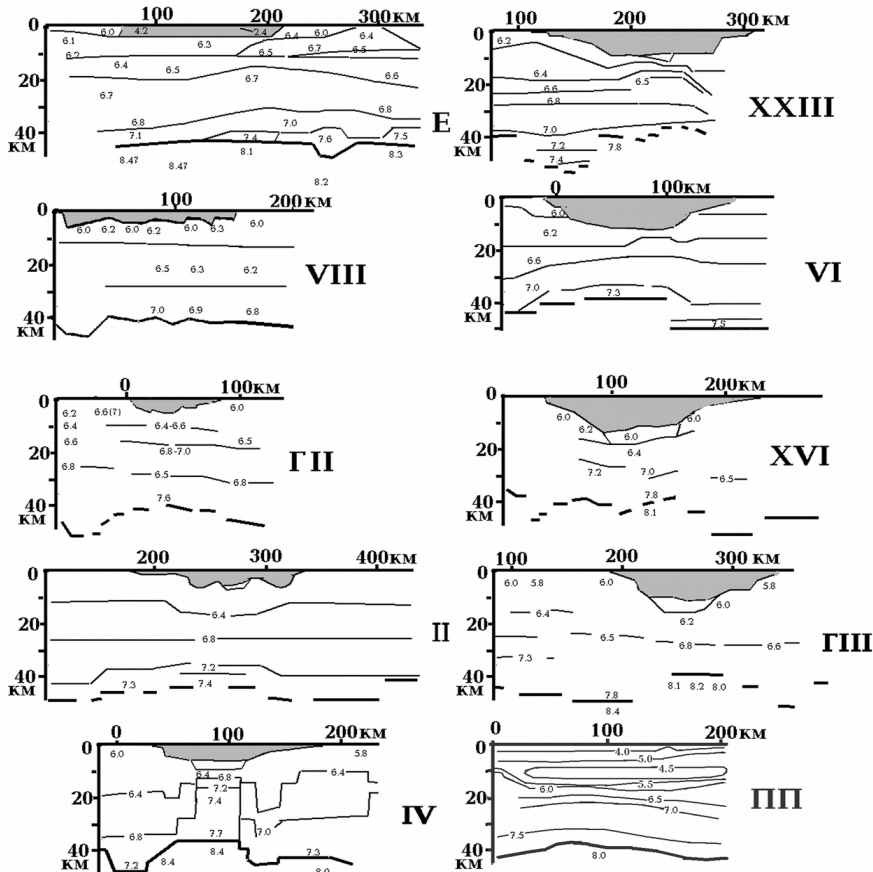


Рис. 2.7. Скоростные разрезы вдоль профилей ГСЗ в Днепровско-Донецкой впадине и Припятском прогибе. Расположение профилей - на рис. 2.6. Серым цветом показан осадочный слой.

Некоторой оценкой погрешности определения глубины раздела М может быть результат сравнения данных, полученных разными авторами [56, 102, 103, 174 и др.] вдоль геотраверса Евробридж и профиля ГСЗ VI. Среднее различие составляет 3-3,5 км, что указывает на погрешность около 2-2,5 км. Конечно, это не полная

величина погрешности, но все же она была использована для выбора шага изолиний на карте глубин раздела М - 5 км. Сопоставление скоростных моделей этих авторов было проведено для средних значений V_p в пределах площадок, ограниченных 5 км по глубине и 25 км по горизонтали. Результаты представлены гистограммой на рис. 2.8. Можно довольно уверенно оценить модальную величину различий - 0,1-0,15 км/с, отвечающую погрешности около 0,1 км/с. Соответственно значащими являются аномалии интенсивностью более 0,2 км/с. Но эта (весьма приближенная) оценка относится только к части профилей ГСЗ, для которых построены скоростные разрезы. Поэтому, несмотря на плотную сеть исследований, едва ли возможно достоверно представить изменение скоростной характеристики коровых пород в пределах впадины на всем ее протяжении. Достаточно определенными представляются данные о глубине фундамента (т.е. о глубине границы, ниже которой значения V_p равны или превышают величину 5,8-6,0 км/с) - рис. 1.8, 1.9 и 2.7 и раздела Мохо. В последнем случае трассирование границы часто осложнено наличием двух или более положений раздела М на разрезе. Тем не менее, распределение этой глубины в пределах ДДВ и на прилегающей территории удастся представить достаточно подробно для выяснения основных особенностей поведения раздела М в регионе (рис. 2.7, 2.9).

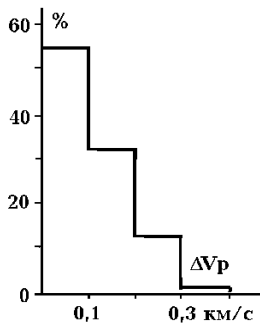


Рис. 2.8. Гистограмма различий значений V_p в коре вдоль геотраверса Евробридж и профиля ГСЗ VI, полученных разными авторами.

При рассмотрении общей картины рельефа раздела М в ДДВ обычно констатируется очевидное сокращение мощности консолидированной части коры во впадине обусловленное как появлением мощного осадочного слоя, так и подъемом раздела М по сравнению с его глубиной на Украинском щите и Воронежском массиве. Однако не менее характерной чертой представляется увеличение мощности консолидированной коры на периферии впадины, территориально совпадающее с ее бортами и, частично, склонами соседних кристаллических массивов. Утолщения коры располагаются примерно в тех же районах, где для периода активного процесса в ДДВ фиксировались поднятия - "плечи рифта" (рис. 1.4).

Утолщения отсутствуют только в зонах возможного продолжения в пределы грабена ДДВ или бортов впадины зон современной активизации, выделенных на Украинском щите [37], где возможно утонение коры в постгерцинское время.

Сравнение формы, мощности и возраста пород осадочного слое в ПП и ДДВ (рис. 2.7) обнаруживает различия в геологической истории регионов: наличие синеклизной стадии в ДДВ и отсутствие ее - в ПП.

Разная детальность и достоверность сведений о распределении V_p в коре ДДВ заставляет обратиться к осредненным характеристикам, возможно, при таком подходе удастся сгладить влияние предполагаемых неточностей разрезов (рис. 2.10.). Конечно, при таком подходе теряется возможность изучения различий скоростных моделей частей впадины, но оно при достигнутом уровне изученности едва ли достижимо.

Скоростные модели тектоносферы. Состав коры и верхней мантии

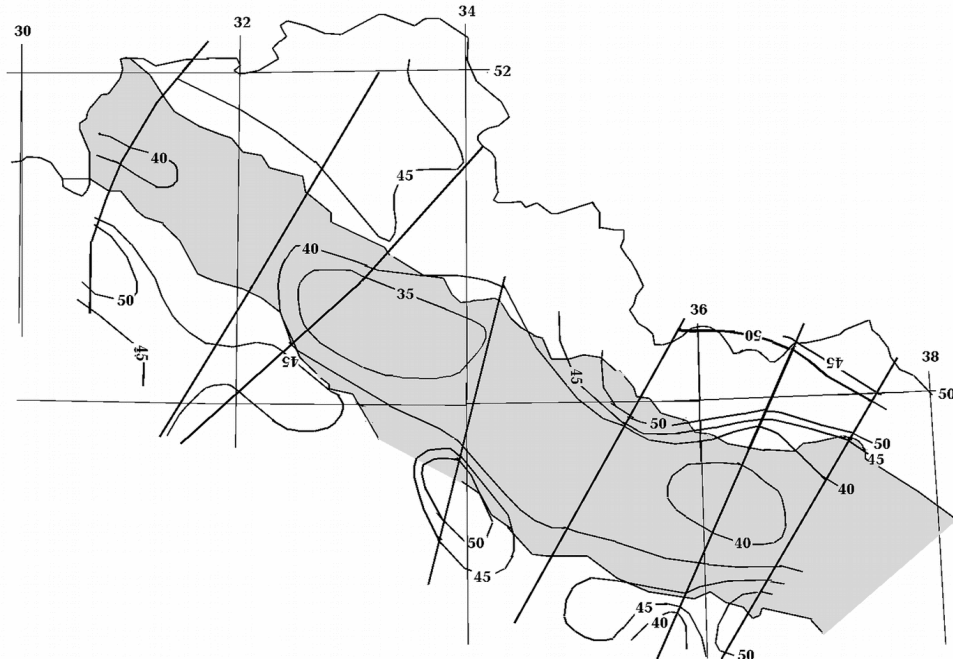


Рис. 2.9. Глубина раздела М в ДДВ и на прилегающей территории.

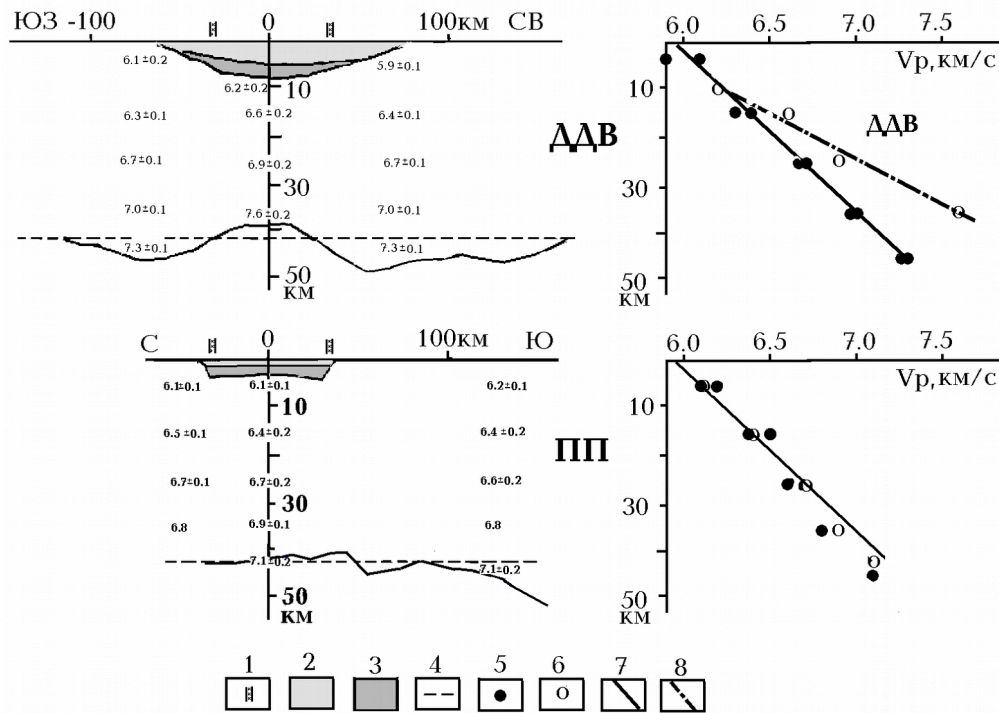


Рис. 2.10. Осредненные скоростные модели коры ДДВ, ППИ и прилегающих территорий.

1 - зоны краевых разломов грабенов, 2 - осадки Q-C, 3 - осадки D, 4 - фоновая глубина раздела М на УЩ (42,5 км), 5,6 - значения V_p (5 - вблизи впадин, 6 - в грабене), 7 - фоновое распределение V_p в коре УЩ, 8 - распределение V_p в консолидированной части коры под грабеном ДДВ.

Построение осредненной модели ДДВ было проведено следующим образом. Размеры всех блоков коры на профилях ГСЗ изменены таким образом, чтобы расстояние между зонами краевых разломов соответствовало ширине грабена около 60-65 км (характерной для Деснянского бассейна). Полученные скоростные разрезы по профилям ГП, П, IV, XXIII, VI, XVI и ГПШ совмещены и на глубинах 5, 10, 15, 25, 35 и 45 км вычислены средние значения V_p и отклонения от них.

Построенное среднее распределение скорости продольных сейсмических волн на бортах впадины и склонах щита и Воронежского массива сопоставлено с установленным для УЩ [37]. Очевидно полное совпадение этих моделей за исключением толщины коры. С приближением к впадине кора утолщается на несколько километров, дополняясь по сравнению с УЩ слоем с высокой скоростью - 7,3 км/с, который следует отнести к коромантийной смеси - КМ (на УЩ к этому слою отнесены все образования с V_p более 7,2 км/с).

Под грабеном скоростной разрез консолидированной коры существенно иной: на глубине около 10-15 км скорость практически совпадает с установленной на бортах впадины, на 35 км - выше на 0,6 км/с, нарастание аномалии с глубиной происходит практически линейно (рис. 2.10). Таким образом, нижняя часть коры под грабеном (28-38 км) представлена слоем КМ (аномалия V_p - 0,4-0,6 км/с), на меньших глубинах (10-28 км) этот уровень не достигнут, но скоростная аномалия по сравнению с бортами впадины (и УЩ) существенна - составляет от 0 до 0,4 км/с.

Ситуация в коре ПП принципиально иная (рис. 2.10). Для сравнения скоростных разрезов под грабеном и вне него проделана та же операция. Кроме разреза по геотраверсу Евробридж использованы данные по профилям III-III и VIII-VIII, расположенным несколько восточнее [80, 120 и др.]. Южнее грабена рассматривался разрез Волынского блока УЩ, а не Коростенского плутона, где распределение V_p существенно отличается от типичного для щита [37]. Разрезы под грабеном и вне него совпадают и практически не отличаются от среднего для УЩ. Характерные утолщения коры вне грабена по имеющимся данным проследить нельзя. Консолидированная кора под грабеном утонена в ПП значительно меньше (примерно на 7 км), чем под ДДВ. Под северной частью ПП намечается относительное понижение V_p в консолидированной коре, возможно, связанное с более высокими температурами. Именно здесь располагается интенсивная аномалия теплового потока, предположительно связанная с зоной современной активизации [29 и др.].

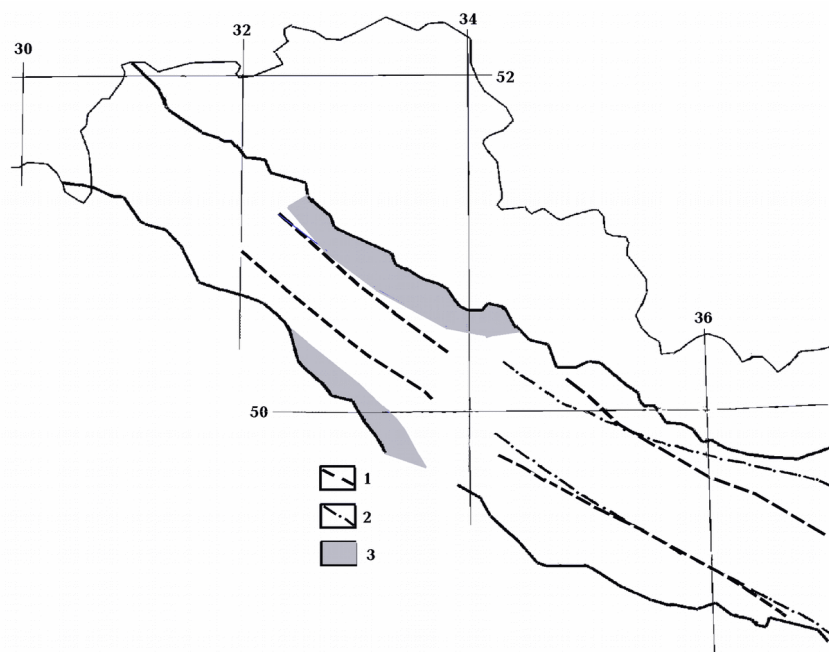
Изменение мощности коры ДДВ вдоль интерпретационного профиля можно истолковать как результат горизонтального переноса части нижнекорового вещества на расстояние, сопоставимое с шириной грабена (около 70 км), в направлении, перпендикулярном его простиранию. Вероятно, перемещение сопровождалось перемешиванием коровых пород с мантийными и/или эклогитизацией основных гранулитов нижней коры (возникновением слоя КМ). Оба процесса требуют значительного перегрева нижнекоровых пород по сравнению с условиями платформенного эндогенного режима, приближения их к температуре солидуса (1050-1100°C).

Считая, что перед началом трансформации коры она обладала на всем протяжении интерпретационного профиля мощностью, близкой к фоновой для УЩ (это не обязательно верно, так как на щите вариации глубины М значительны, а в ДДВ герцинской перестройке коры предшествовала рифей-вендская), рассмотрим произошедшие изменения мощности количественно, вначале не учитывая качественных изменений (преобразований состава коры, отражаемых скоростным разрезом). Используем для этого параметр, представляющий собой площадь, занимаемую блоками пород на рис. 2.10 (ΔS).

Осадочный чехол характеризуется величиной ΔS 890 км² (рифтовый комплекс - 230 и синеклизный - 660 км²). Утонение коры под грабеном - примерно 130 км². Утолщению коры под бортами впадины и склонами массивов соответствует ΔS 830 км². Учитывая сильный прогрев верхних горизонтов мантии при образовании утолщений коры и вероятность расположения на подкорových глубинах кровли астеносферы, необходимо признать возможность изостатических поднятий поверхности над образовавшимися "корнями" плечей рифта. В последующем они были, вероятно, эродированы, образовавшиеся осадочные породы составили часть осадочного слоя ДДВ. Объем таких поднятий (учитывая объем "корней" и отличие их плотности от плотности пород мантии) должен соответствовать величине ΔS около 80-90 км². Очевидно, что утонение и утолщение коры не совпадают, различие ΔS составляет примерно 100 км². Не исключено, что северо-западный "корень" плеча рифта содержит часть, не относящуюся к рассматриваемому процессу (и поэтому нарушает симметрию общей картины - рис. 2.10). Тогда несовпадение увеличится еще на 160 км². С другой стороны, часть опускания может быть связана с выносом мантийного вещества в осадочный слой. Если к такому процессу отнести только эффузивы позднего девона, то изменение ΔS незначительно - 10-15 км². Если учитывать и соль (см. гл. 1), то изменение ΔS составит еще 50 км².

Рассмотренные оценки предполагают связь изменений мощности с одним процессом перестройки коры. На самом деле очевидна его многостадийность, причем площади, охватываемые разновременными активизациями, явно не совпадали (см. гл. 1). Все же в целом более вероятным кажется предположение, что причиной опускания поверхности при образовании герцинской впадины было не только перераспределение материала коры. На это указывают и размеры синеклизы, значительная часть которой располагается над утолщениями коры (рис. 2.10).

Своеобразным элементом скоростной модели коры под грабеном ДДВ является выделяемый на некоторых профилях блок пород, в котором скорости продольных сейсмических волн несколько понижены по сравнению с обычными в фундаменте впадины. Предполагается,



что таким образом выделяются преобразованные породы рифейско-вендского грабена [125 и др.]. В связи с упомянутым выше низким качеством скоростных разрезов по части профилей ГСЗ картировать это образование сложно. Можно допустить, что в Деснянском бассейне оно отсутствует (рис. 2.11).

Рис. 2.11. Краевые разломы гипотетического рифейского грабена в ДДВ.

1 - по данным [9 и др.], 2 - по данным [125, 20], 3 - предполагаемые приразломные зоны развития пород рифея по [80].

Рифей-вендские образования в ДДВ известны и по геологическим данным (см. гл.1) восточнее меридиана 34° в.д., они могут играть заметную роль в формировании нефтегазоносности впадины, поэтому наличие древнего грабена необходимо учитывать, несмотря на пока еще небольшую достоверность его выделения и оконтуривания.

Следует отметить еще одну особенность скоростного разреза коры впадины. Предполагая, что в настоящее время она находится в состоянии активизации (см. гл. 1), т.е. прогрева и флюидизации значительного интервала глубин, можно ожидать появления в ее пределах зон пониженных скоростей. Возможно, им мешает проявиться в заметной мере значительная базификация коры. Во всяком случае, на большинстве скоростных разрезов такие зоны не видны. Их можно обнаружить только в ПП (рис. 2.5), на северо-восточном борту ДДВ и в самой впадине восточнее меридиана 36° в.д. на разрезах в [102, 103] на глубинах 20-30 и 15-20 км соответственно. В этих же публикациях на продольном профиле выделены зоны пониженных V_p и в низах осадочного слоя ДДВ - на глубинах 8-12 км юго-восточнее меридиана 34° в.д. (северо-западнее модель не построена).

2.3. Состав коры и верхней мантии ДДВ.

Скоростные разрезы консолидированной коры под грабеном ДДВ и прилегающей территорией бортов впадины и склонов УЩ и Воронежского массива позволяют утверждать, что:

1. Совпадение скоростных разрезов коры УЩ и коры в окрестностях грабена указывает на близость состава пород последней к среднему для Украинского щита до глубины обычного расположения раздела М под щитом (42,5 км) (рис. 7.1 - в [37]). Глубже (как и в районах утолщения коры под УЩ) для объяснения наблюдаемого значения V_p необходимо предположить, что часть основных гранулитов нижней коры преобразована в эклогиты (около 9% общего объема пород). Следует отметить, что химический состав пород может заметно не измениться по сравнению с вышележащими образованиями в низах коры УЩ обычной мощности [37].

2. Скоростной разрез консолидированной коры под грабеном ДДВ обнаруживает начиная примерно с глубины 15 км существенное отличие от разреза УЩ, нарастающее с глубиной. Для его объяснения необходимо перевести в эклогитовую фацию метаморфизма значительную часть основных гранулитов (рис. 2.12). При этом вполне может сохраниться химический состав пород коры, имеющий место под УЩ и склонами щита, но необходимо учесть смещение поверхности на величину мощности осадочного слоя (в пределах грабена - 7,0-7,5 км - рис. 2.10).

Состав пород осадочного слоя достаточно подробно описан в работах [19-21, 88 и др.]. Он заметно не отличается от принятого при определении роста плотности (σ) осадочных образований от степени литогенетических изменений с прогревом мощного чехла впадин [32]. Поэтому можно рассмотреть вопрос о вертикальном перемещении блока коры грабена за счет замены верхней его части осадками и утяжеления нижней при эклогитизации основных гранулитов консолидированной коры и замене нижней части коры мантийными породами (рис. 2.13).

Утяжеление блока коры под грабеном ДДВ может привести к его опусканию на 0,5-1,0 км, т.е. заметная часть впадины возникла не за счет перемещения нижней части коры по латерали, но этому процессу отвечает изменение ΔS только на 50 км². Таким образом, отмеченная выше разница полностью не объясняется.

Скоростные модели тектоносферы. Состав коры и верхней мантии

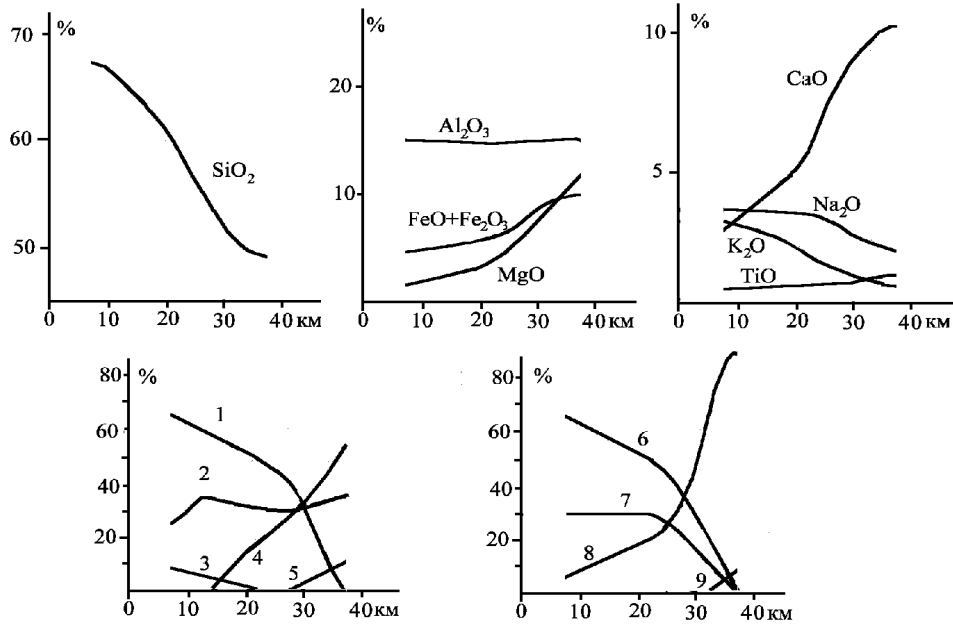


Рис. 2.12. Фоновый состав пород консолидированной земной коры грабена ДДВ.

Фаши метаморфизма пород: 1 – амфиболитовая, 2 – гранулитовая, 3 – зеленосланцевая, 4 – эклогитовая, 5 – шпинелевая (для мантийных пород в составе коры). Породы: 6 – кислые, 7 – средние, 8 – основные, 9 – ультраосновные.

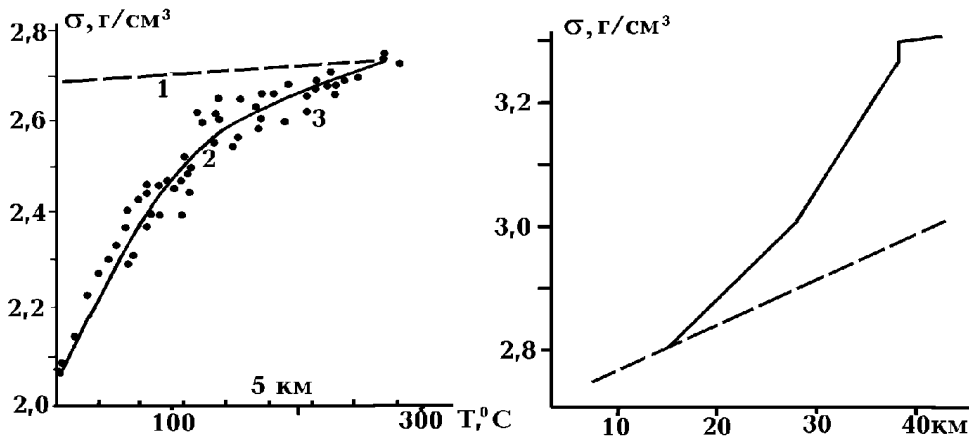


Рис. 2.13. Фоновая плотностная модель коры грабена ДДВ, сопоставленная с фоновой плотностной моделью коры УЩ.

1,2 - распределение плотности в коре (1 - УЩ, 2 - ДДВ), 3 - плотности пород осадочных бассейнов.

По геологическим данным (состав ксенолитов и магматических пород) можно представить состав мантии в разных частях региона, охваченного герцинским рифтогенезом.

Мантия Припятского вала охарактеризована по мантийным гранатам, вынесенным в девоне брекчиями кимберлитоподобных пород как дифференцированный субстрат

платформенного региона [137]. По составу он соответствует мантии в районе тр. Удачная на Сибирской платформе.

Наиболее глубинные горизонты сложены пироповыми магнезиальными дунитами и гарцбургитами. В интервале глубин 125-160 км в основном представлены гранатовые и шпинелевые лерцолиты, в интервале 70-100 км - слои деформированных перидотитов. В них встречаются прослои пироксен-гранатовых пород с кальциевыми гранатами - магнезиальные пироксениты. Встречены гранаты магнезиальных и магнезиально-железистых эклогитов. При высоких давлениях графит-пироповой фации глубинности сформировались и ильменитовые гипербазиты. Глимериты, встреченные в виде ксенолитов, располагаются в верхней части мантии.

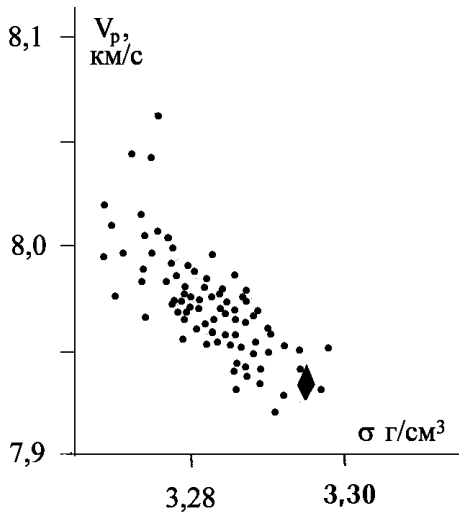


Рис. 2.14. Зависимость скорости сейсмических волн и плотности мантийных пород шпинелевой фации от состава [171]. Ромб - состав недеплетированной примитивной мантии.

В девоне мантия Припятского прогиба более дифференцирована по вертикали и менее изменена по сравнению с нормальным составом, чем мантия ДДВ. Она близка к мантии Сибирской платформы и Припятского вала.

Мантия герцинского возраста ДДВ охарактеризована по составу основных и ультраосновных магматитов и вынесенным ксенокристаллам, представленным гранатами альмандин-пиропового ряда и фтор-апатитом [15, 90, 91].

Флогопиты и амфиболы (магматические) содержат фтор и хлор. Присутствие муассанита также свидетельствует о высокой роли фтора в глубинных флюидах. Очевидно, что в регионе имеет место отклонение от состава лерцолита в сторону недеплетированного пиролита во всем интервале мантийных глубин, в котором образовались очаги расплава, питавшие магматизм ДДВ (примерно до 200-220 км). В ультраосновных породах ДДВ резко повышены содержания Fe, Ca, щелочей, переносимых углекислыми флюидами. Наряду с этим подвижны Si, Fe, Ti, перераспределяющиеся флюидной составляющей с хлором и фтором. В мантии должны быть намного шире, чем в лерцолите, представлены образования типа ильменитовых и флогопит-содержащих гипербазитов (в том числе глимеритов), амфиболитов. Возможно развитие железистых пироксенитов, железистых дунитов. Если в Донбассе мантийный метасоматоз сопровождается привнесением (перераспределением) базальтоидной составляющей, то в ДДВ наряду с подобным метасоматическим преобразованием широко представлены "окисленные" метасоматиты позднего этапа.

Предполагаемый состав мантии под корой грабена ДДВ совсем не соответствует выявленной здесь скоростной аномалии (см. выше). Для вероятно находящегося в подкоревой части мантии шпинелевого лерцолита некоторое приближение состава к недеплетированному должно вести к уменьшению значения V_s по сравнению с деплетированным (вероятно, распространенным под большинством платформ). На это, в частности, указывают данные, приведенные на рис. 2.14.

Низкие значения V_p и σ на рис. 2.14 связаны с аномально высокими температурами, при которых определены свойства пород, и низким давлением (отвечающим глубине 35 км).

Скоростные модели тектоносферы. Состав коры и верхней мантии

Деплетированной мантии соответствуют составы пород, свойства которых отражают точки в верхней половине представленного на рис. 2.14 роя (за исключением самых верхних, характеризующих дуниты). Таким образом, при приближении к недеплетированному лерцолиту можно ожидать понижения значений

V_p на 0,025-0,05 км/с, соответственно V_s - на 0,015-0,03 км/с. Остается сделать вывод, что имеющиеся данные о распределении V_s в мантии ДДВ непригодны для определения состава мантийных пород в подкоревой части разреза.

Хотя пироксен-гранатовые породы с кальциевыми гранатами, встречающиеся на глубинах 70-100 км под Припятским валом (см. выше) могут указывать на очень своеобразный состав вещества этого интервала. Порода из равных количеств диопсида и гроссуляра-пирропа характеризуется значением V_p на 0,25 км/с выше, чем лерцолит из 60% оливина ($(Mg_{0.9}Fe_{0.1})_2SiO_4$), 20% бронзита ($(Mg_{0.9}Fe_{0.1})_2Si_2O_6$), 10% эгирина и 10% альмандина. Для V_s аномалия составит 0,15 км/с. При условии широкого распространения пироксен-гранатовых пород в верхних горизонтах мантии

и несколько завышенного (на 0,05 км/с) экспериментального значения V_s наблюдаемая скоростная аномалия может найти объяснение. Конечно, рассмотренный вариант интерпретации скорости поперечных сейсмических волн в районе сугубо гипотетичен. Для его обоснования необходима дополнительная информация о петрологии мантии региона.

Глава 3. Глубинные процессы

Приведенные в гл. 1 и 2 данные показывают, что в регионе следует рассмотреть глубинные процессы, отвечающие рифейскому и герцинскому рифтогенезу и современной активизации с возможным включением в этот перечень пермской активизации.

Очевидно, что создаваемые модели глубинных процессов гипотетичны, их соответствие реальным можно обосновать, сравнивая последствия с экспериментально установленными данными. Сопоставление результатов геолого-геофизических исследований с гипотетическими глубинными процессами в тектоносфере Земли выполняется с помощью методик, которые можно разделить на две группы. В рамках первой физические свойства пород коры и мантии в модели первого приближения, построенной по представлениям гипотезы, изменяются таким образом, чтобы достичь согласия расчетных полей (гравитационного, магнитного, теплового) с наблюдаемыми или согласия с моделями (сейсмологическими, геоэлектрическими). При соответствии проявлений процесса геологической истории региона таким образом можно (если требуемые изменения параметров реальны) доказать, что гипотеза не противоречит геолого-геофизическим данным. Вторая группа подразумевает построение гипотетической модели и ее непосредственное (без подбора параметров) сравнение с количественно охарактеризованными событиями геологической истории и геофизическими полями и моделями. Различия должны объясняться погрешностями построений. Естественно, вторая группа методик эффективнее контролирует гипотезу. Но для ее использования последняя должна обеспечивать расчет отвечающих процессу геологических событий и распределений физических свойств с приемлемой точностью. Такой уровень разработки достигнут адвекционно-полиморфной гипотезой глубинных процессов - АПГ, применимость которой продемонстрирована во многих регионах мира, в частности, - и на территории Украины [31, 44, 45 и др.]. В этой главе рассматриваются собственно глубинные процессы и их соответствие геологическим данным и сейсмическим, характеризующим структуру коры. Сопоставление с другими геофизическими данными проведено в последующих главах. Приведены лишь некоторые сведения о физических полях и геофизических моделях, которые удобнее рассмотреть здесь.

Следует отметить важный аспект сравнения геофизических данных с моделями глубинных процессов, касающийся возраста источников аномалий полей. Изучаемые физические поля по определению современные. Они могут контролировать процесс, если его следы в распределении физических свойств вещества тектоносферы до сих пор достаточно велики. Когда речь идет об изменении свойств в связи с изменением состава пород в каком-либо интервале глубин (например, изменении мощности коры - см. выше), можно обоснованно предполагать, что после завершения активного процесса аномалии сохранятся неопределенно долго. Такие следы может стереть только последующая активизация, если ее ход предполагает воздействие на состав. Аномалии свойств, связанные с температурами, исчезают геологически довольно быстро. Ниже приведены тепловые модели тектоносферы ДДВ, включая современную. Ее аномальность обусловлена только процессом современной активизации, т.е. только ее последствия могут проявиться в возмущениях физических полей. Рифейский и герцинский рифтогенезы, пермская активизация не оставили заметных следов в тепловом поле коры и верхней мантии региона. Соответственно отсутствуют отвечающие им аномалии скорости сейсмических волн, плотности, электропроводности пород.

Эти обстоятельства существенно повышают роль геологической информации в анализе глубинных процессов.

Порядок такого анализа довольно детально разработан. В соответствии с общими положениями гипотезы и с использованием данных по региону, конкретизирующих параметры глубинного тепломассопереноса, строится тепловая модель тектоносферы для всей известной истории развития региона. По этой модели и сведениям об изменении коры рассчитываются тектононо-магматические проявления, контроль которых возможен на количественном уровне. Они сравниваются с фактами геологической истории.

3.1. Процесс рифтогенеза по АПГ

Активный тепломассоперенос в тектоносфере будущего рифта начинается после формирования в нижней половине верхней мантии достаточно мощного слоя частично расплавленных пород (астеносферы). Для полного процесса (трехэтапного тепломассопереноса) необходима мощность слоя не менее 150 км. Перенос перегретого и частично расплавленного вещества из астеносферы в верхнюю часть верхней мантии происходит отдельными порциями - квантами тектонического действия (КТД) диаметром 60 ± 10 км. Они поднимаются по всей территории региона (создавая большой астенолит), поэтому его размеры должны быть кратными этой величине.

Первый КТД поступает из верхней трети астеносферы под кору (на глубины от 40 до 100 ± 10 км). Его образование сопровождается латеральным перемещением вещества, по объему составляющего примерно треть КТД, из-за пределов будущего рифта. На его место опускается вещество из указанного подкорового интервала глубин. В результате астеносфера на периферии рифта несколько охлаждается, расплав в ней исчезает или его количество заметно сокращается и в дальнейшем такие латеральные перетоки отсутствуют или ослаблены. Глубина кровли астеносферы под рифтом увеличивается, под корой формируется новая (верхняя) астеносфера. Через геологически незначительное время из нее происходят вторжения основных выплавов в кору. На глубинах 20-30 км они занимают 25% объема, на 30-40 км - 50%. Место для образовавшихся пород освобождают содержащиеся в коре базиты, в процессе прогрева прошедшие этап быстрой эклогитизации и опустившиеся в астеносферу, которая за счет этого процесса несколько охлаждается. К концу процесса (после поднятия третьего КТД) при остывании коры значительная часть нового основного материала снова проходит через интервал температур (Т) быстрой эклогитизации и может быть преобразована в эклогиты.

В коре возникает очаг частичного плавления пород амфиболитовой фации метаморфизма (при температуре 600°C и выше), ограниченный снизу подошвой переходного слоя (около 30 км), в котором еще содержатся такие породы. Из него происходят вторжения в верхнюю часть коры магм кислого и среднего состава и флюидов, образовавшихся при тепловой дегидротации. Прогрев нижней части коры на первом и (возможно, в большей мере) последующем этапах процесса тепломассопереноса приближает ее температуру к солидусу основных гранулитов ($1050-1100^{\circ}\text{C}$), на отдельных отрезках времени превосходит его. Коровые породы могут вовлекаться в перемещения в пределах горизонтальной ветви адвекционного течения, длина которого сопоставима с размерами КТД.

Второй КТД поднимается через 20 ± 10 млн. л после первого из верхней половины нижней астеносферы в интервал глубин около 100-160 км. На место поднявшегося вещества опускается относительно холодное из этого интервала. Астеносфера существенно охлаждается, ее кровля опускается. В этот период еще сохраняется верхняя астеносфера и слой частичного плавления в коре.

Третий КТД поступает из остаточной нижней астеносферы в интервал глубин около 150-200 км, наращивая снизу верхнюю астеносферу. На его место опускаются относительно

холодные породы из указанного интервала. Нижняя астеносфера охлаждается и на этом этапе полностью ликвидируется, охлаждение охватывает и интервал глубин, где при понижении температуры возможен переход оливина мантийных пород в минерал со структурой шпинели.

Массоперенос в верхней мантии может начаться и при гораздо меньшей первичной мощности нижней астеносферы (примерно с мощности 50-100 км). В этом случае процесс будет ограничен подъемом одного или двух КТД. Глубины их остановки те же, что характеризуют полный процесс.

После завершения теплопереноса в верхней мантии наступает период охлаждения тектоносферы через поверхность, ее нагрева теплом радиоактивного распада в коре и верхней мантии, сглаживания аномалий температуры разного знака на разных глубинах. Постепенно формируются условия для повторения полного процесса рифтогенеза, его ограниченного варианта (с подъемом одного или двух КТД) или геосинклинального процесса с иным порядком перемещения квантов тектонического действия.

3.2. Глубинные процессы в ДДВ и тепловые модели

Эволюция тепловой модели тектоносферы региона рассмотрена в предположении ее близости к проанализированной на Украинском щите [37]. Расчет начат в период, когда завершились последние крупные активные события на щите и прилегающих территориях, сопровождавшиеся мантийным теплопереносом. Считалось, что это время формирования Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов - около 1750 млн. л. назад. Даже заметное изменение этой даты не меняет существенно результатов последующих расчетов.

Запасы энергии, накопленные в верхней мантии в предыдущий период и пригодные для теплопереноса (т.е. обеспечивающие наличие слоя частичного плавления), были израсходованы, астеносфера отсутствовала [37].

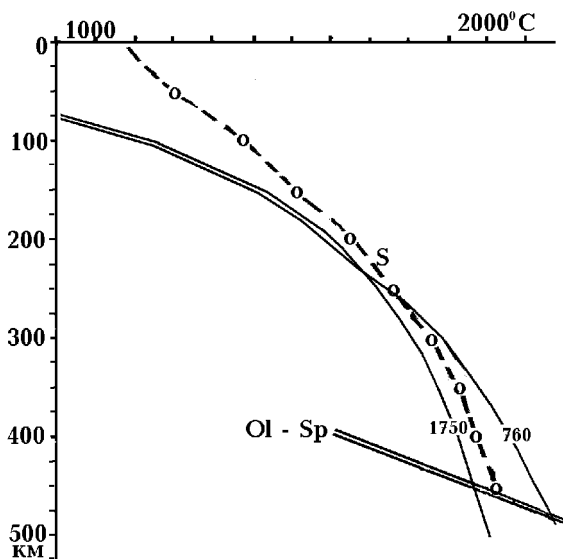


Рис. 3.1. Распределение температур в верхней мантии ДДВ 1750 и 760 млн. л. назад.

Цифры на кривых - возраст в млн. л., S - солидус мантийных пород, Ol-Sp - условия перехода оливин - шпинель.

Радиогенная теплогенерация в последующий период в нижней половине верхней мантии создавала эффекты, превышавшие охлаждение через поверхность. К моменту предполагаемого начала рифейского рифтогенеза (около 760 млн. л. назад) температура в верхней мантии превысила солидус в интервале глубин 260-480 км. Это обеспечило полномасштабный рифтогенез, модель которого построена по описанной выше методике. Интервалы времени, разделяющие поднятия последовательных КТД, приняты равными 20 млн. лет. Через 20 млн. л. после завершения процесса (700 млн. л. назад) распределение T приняло вид, показанный на рис. 3.2.

После завершения рифейского процесса глубинная астеносфера в верхней мантии региона отсутствовала (рис. 3.2).

Глубинные процессы

Период массопереноса при герцинском рифтогенезе определен по проявлениям мантийного магматизма - 390-360 млн. л. назад. Датировка неточная, но ее реальные изменения не повлияют заметно на результаты вычислений. Перед началом процесса (после сглаживания аномалий, связанных с рифейскими событиями и нагрева нижней половины верхней мантии) в регионе сформировалась астеносфера на глубинах 270-470 км (рис. 3.2). Следует отметить, что это относится только к ДДВ. Как показано в [37], в районе Припятского вала и, по крайней мере, частично - Припятского прогиба теплогенерация пород тектоносферы понижена, мощность возникшей астеносферы здесь не может превысить 70-140 км, т.е. она пригодна для формирования только 1-2 КТД.

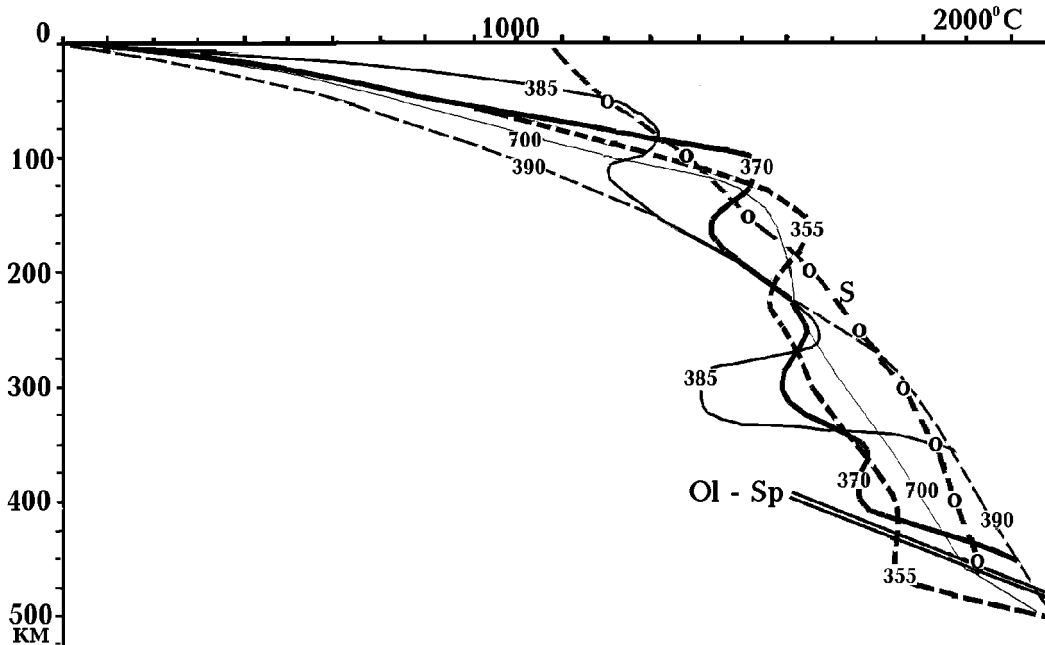


Рис. 3.2. Распределение температур в тектоносфере ДДВ после рифейского и во время герцинского рифтогенеза

Усл. обозначения см. на рис. 3.1.

Времена подъемов КТД приняты 390, 375 и 360 млн. л. назад. Ширина впадины лимитирует их диаметр примерно 50 км, под Деснянским бассейном поднимались по одному КТД на каждой единице длины впадины, под Днепрповским - по два.

Первый астенолит (несколько КТД) сформировался на глубинах 270-330 км и поднялся в интервал глубин 40-90 км. Из полос вдоль впадины шириной примерно 30 км (в Деснянской части) и 60 км (в Днепровской части) под впадину перенесено количество вещества, равное 1/3 поступившего вверх, заменившееся «верхним».

Соответственно верхняя часть астеносферы под ДДВ охладилась на 550⁰С, под соседними районами - на 280⁰С. Подкоровая мантия нагрелась на 1000⁰С. При оценке тепловых эффектов учитывалось адиабатическое изменение Т, связанное с изменением глубины КТД. Из верхней астеносферы произошли вторжения в кору, опустившиеся в астеносферу эклогитизированные коровые породы охладили ее на 190⁰С.

В результате перечисленных событий через 5 млн. л. после подъема астенолита (385 млн. л. назад) возникла тепловая модель, показанная на рис. 3.2. В коре сформировался слой

частичного плавления на глубинах от 15-20 до 30 км, в подкоревой мантии - на глубинах 45-80 км, кровля нижней астеносферы опустилась на глубину 350 км.

Второй астенолит (перед его возникновением возникшие аномалии T несколько сгладились) сформировался в интервале глубин 350-410 км и поднялся на глубины 90-140 км. Температурные аномалии составили соответственно -520 и 630°C . Через 5 млн. л (370 млн. л назад) достигнуто распределение температуры, показанное на рис. 3.2. Мощность корового слоя частичного плавления сократилась до первых километров, верхняя астеносфера располагается в интервале глубин 85-140 км, кровля нижней астеносферы опустилась до 430 км.

Третий астенолит возникает в интервале глубин 420-470 км, поднимается на глубины 140-190 км. Тепловые аномалии составляют $\pm 350^{\circ}\text{C}$. Через 5 млн. л (355 млн. л назад) устанавливается распределение температуры, показанное на рис. 3.2. Коровый слой частичного плавления может присутствовать, но имеет минимальную мощность. Верхняя астеносфера располагается в интервале глубин 105-180 км, нижняя - полностью ликвидирована.

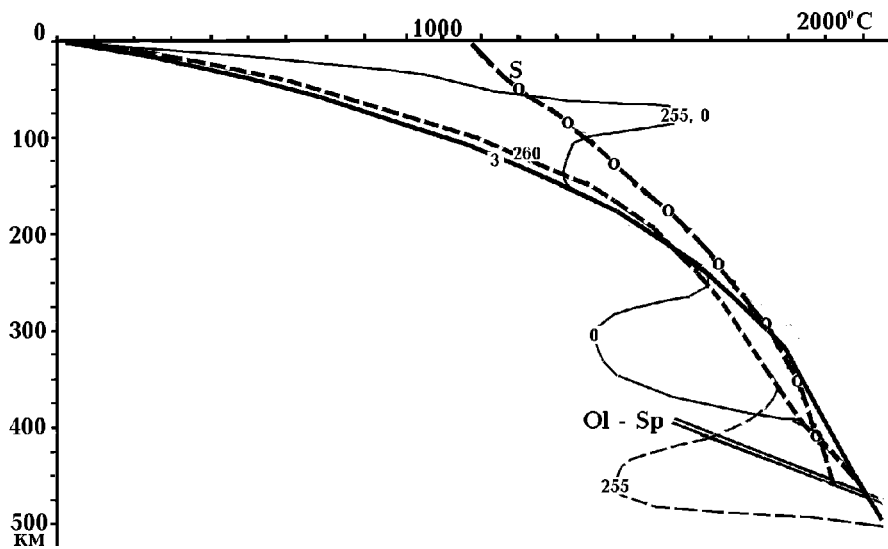


Рис. 3.3. Распределение температур в тектоносфере ДДВ во время пермской и современной активизаций.

Усл. обозначения см. на рис. 3.1.

Период отсутствия теплопереноса в верхней мантии после окончания герцинского рифтогенеза считался продолжающимся до 260 млн. л назад - до пермской активизации. К этому моменту тепловые аномалии в мантии существенно релаксировали (рис. 3.3), на глубинах 410-470 км была превышена температура солидуса, стало возможным начало процесса активизации, связанного с подъемом одного КТД под единицей площади региона. Образовавшийся запас энергии невелик и при теплогенерации в мантийных породах, несколько сокращенной по сравнению с принятой в расчете [37], условия для нее могут и не достигаться. Это очевидно для Припятского вала и части Припятского прогиба: здесь активизация "откладывается" до киммерийского времени. Нельзя исключать значащих в этом смысле вариаций теплогенерации и в ДДВ, они могут обусловить как отсрочку пермской активизации, так и замену ее парой активизаций, например - в позднем карбоне и мелу-палеогене. В последнем случае район может быть "энергетически не готовым" для современной активизации.

Пермской активизации отвечает подъем астенолита на глубину 50-100 км, в этом интервале глубин возникает аномалия температуры 980°C , на глубинах 410-470 км - минус 810°C . Происходит вторжение мантийных выплавов в кору, опустившиеся в верхнюю астеносферу эклогитизированные коровые базиты охлаждают ее на 190°C . Температура в нижней астеносфере опускается ниже солидуса.

Последующий период, как отмечено выше, может включать различный набор событий. Об этом говорит и результат расчета T тектоносферы на момент 3 млн. л назад (довольно условная дата начала современной активизации). Слой частичного плавления в нижних горизонтах верхней мантии (рис. 3.3) достигает мощности 180 км (в интервале глубин 280-460 км). Нельзя исключать ни начала "полномасштабного" рифтогенеза, ни пропуска в модели промежуточного этапа активизации между пермской и современной.

Придерживаясь принятого в гл. 1 сценария геологической истории впадины, рассмотрим одноактную современную активизацию. Из интервала глубин 280-370 км перегретое и частично расплавленное вещество верхней мантии поступает на глубины 50-100 км. Возникают аномалии температуры -550°C и $+980^{\circ}\text{C}$ соответственно. Примерно 0,5 млн. л назад и 0,2 млн. л назад в нижнюю и среднюю кору поступают мантийные выплавки, погружившиеся эклогитизированные породы понижают температуру подкоровой астеносферы на 200°C . В нижних горизонтах верхней мантии остается слой частичного плавления на глубинах 400-470 км (рис. 3.3), вполне пригодный для формирования еще одного астенолита и продолжения активного эндогенного режима. Если учесть возможность формирования КТД на первом этапе и реальные временные интервалы, разделяющие этапы активизации в процессе рифтогенеза (порядка 20 млн. л), то можно ожидать некоторого расширения сохранившейся нижней астеносферы, что дает шанс на формирование в регионе не только второго, но и третьего КТД под единицей площади.

3.3. Прогнозируемые последствия глубинных процессов

Проведенное рассмотрение эволюции тепловой модели по АПГ позволяет установить ряд геологические контролируемых характеристик процесса.

1. Естественно ожидать, что размеры элементов рифта будут кратны или равны размерам КТД (50-70 км).

2. В период 390-385 млн. л назад могут образоваться магматические породы мантийного происхождения с глубиной очагов более 200 км (если при подъеме астенолита от него отделяются порции магмы, непосредственно поступающие на поверхность) и 40-50 км. Следом за ними, почти синхронно, должны формироваться магматические породы из коровых очагов глубиной 20-30 км.

3. В период 375-370 млн. л назад должны появляться магматические породы с глубиной очагов дифференциации магмы около 90 км. На завершающем этапе магматизма (360-355 млн. л назад) глубина очагов остается практически той же (100-110 км). В течение всего периода 375-355 млн. л назад возможен магматизм коровых очагов, но его интенсивность должна быть много меньше, чем в начале процесса.

4. Внедрение мантийных выплавов в кору и их последующая эклогитизация приводят к уплотнению коры примерно на $0,1 \text{ г/см}^3$ в случае, если процесс охватывает всю территорию. Судя по скоростным разрезам коры ДДВ и Припятского прогиба (см. гл. 2), эклогитизация основных пород коры крайне неравномерна. В среднем уплотнение консолидированной части коры по сравнению с нормальной корой соседних регионов можно оценить в $0,05 \text{ г/см}^3$, чему должно соответствовать опускание поверхности примерно на 0,7 км. Однако одновременно проявился такой же по величине эффект поднятия за счет нагрева подкоровой части мантии.

При его оценке учитывалось и охлаждение интервала глубин, из которого поступило перегретое вещество, и различия в коэффициентах теплового расширения пород на разных глубинах. Таким образом, к концу первого этапа (390-375 млн. л. назад) поверхность вернулась к начальному положению или очень незначительно погрузилась (не более 0,2 км). В начале этапа она могла быть поднята на первые сотни метров (преобладал эффект нагрева).

Отметим, что тепловая модель первого этапа включает и краткий временной интервал, в течение которого возможно частичное плавление в нижней (гранулитовой) части коры. Поэтому уже к концу этапа (375 млн. лет назад) возможно вовлечение нижнекорового материала в перемещение вдоль ограниченных горизонтальных ветвей адвекционного течения (при этом естественно перемешивание пород с образованием коро-мантийного слоя), незначительное погружение поверхности. Однако в основном этот процесс характерен для начала второго этапа - момента подъема второго астенолита. В этот период еще есть подплавленные породы в низах коры и происходит движение мантийного вещества.

5. Количество нижнекоровых пород, перемещенного (в основном - около 380-370 млн. л. назад) за пределы будущего рифта, нельзя оценить непосредственно по АПГ. Воспользуемся для этого сейсмическими данными (рис. 2.9). Установим, что утонение коры в образующемся трого должно составить около 12-12,5 км. Это отвечает опусканию поверхности на его территории около 1,9 км. Учитывая магматические и эксгаляционные образования мантийного происхождения, отнесенные к площади трого, получим дополнительное опускание около 1 км. Изменения температуры тектоносферы обоих знаков ведут к незначительному подъему поверхности - около 0,2 км. Т.о. суммарный эффект этапа составит погружение на 2,7 км.

Следовательно, действие вторых КТД должно приводить к опусканию поверхности в среднем для структуры примерно на 2,7 км и существенному утонению консолидированной коры (до 30 км). Неравномерность седиментации может быть усилена и оттоком частично расплавленного вещества астеносферы из-под участков с большей скоростью роста осадочного слоя.

6. На втором этапе становится заметной и быстро растет амплитуда перемещений по краевым разломам. Она должна быть сопоставимой с мощностью образовавшихся осадков - порядка 2-2,5 км.

7. После поднятия третьих КТД тектонические эффекты связаны с изменением температуры тектоносферы, причем главный - с охлаждением зоны уплотнения пород у подошвы верхней мантии. Здесь происходит уплотнение ориентировочно на 8% в слое мощностью около 50 км (рис. 3.2). Со временем мощность преобразованного слоя сокращается и в среднем за время существования режима сглаживания аномалий Т (360-260 млн. л. назад) составляет 25 км. Суммарное погружение поверхности достигает 2 км. Незначительное увеличение погружения возможно в связи с ростом давления на глубине перехода от увеличивающейся мощности осадочного слоя. Но есть и фактор сокращения мощности преобразованного слоя - рост температуры на фронте перехода, связанный с экзотермичностью процесса. Эти воздействия должны приблизительно компенсировать одно другое. Необходимо отметить, что осадки этого периода развития ДДВ должны быть распространены на большей территории, чем образования предшествующей эпохи. Полиморфным преобразованием у подошвы верхней мантии охвачены не только породы на большой глубине непосредственно под рифтом, но и в прилегающих районах, также подвергшиеся охлаждению за счет опускания холодных астенолитов (см. выше).

Стоит отметить и второстепенный эффект подъема третьего КТД: непосредственно после его остановки на минимальных глубинах (360 млн. лет назад), еще до появления заметных

последствий преобразования вещества у подошвы верхней мантии, изменение T должно привести к кратковременному и небольшому по амплитуде поднятию или, по крайней мере, - резкому падению темпов седиментации.

8. Пермская активизация (в отличие от современной - см. рис. 3.3) также приводит к опусканию поверхности за счет полиморфного преобразования пород на подошве верхней мантии в слое средней мощностью (для времени 260-3 млн. л. назад) около 35 км, т.е. на 2,8 км. Тепловые эффекты должны обусловить поднятие на 0,5 км. И в этот период тепловое разуплотнение коры и подкоревой мантии должно приводить к кратковременному поднятию, перерыву в накоплении осадков.

9. Современная активизация должна привести только к поднятию на первые сотни метров, которое, вероятно, еще не завершилось. Во всяком случае, можно прогнозировать прекращение опускания поверхности и седиментации.

В целом изменение мощности осадочного слоя ДДВ прогнозируется в виде, представленном на рис. 3.4.

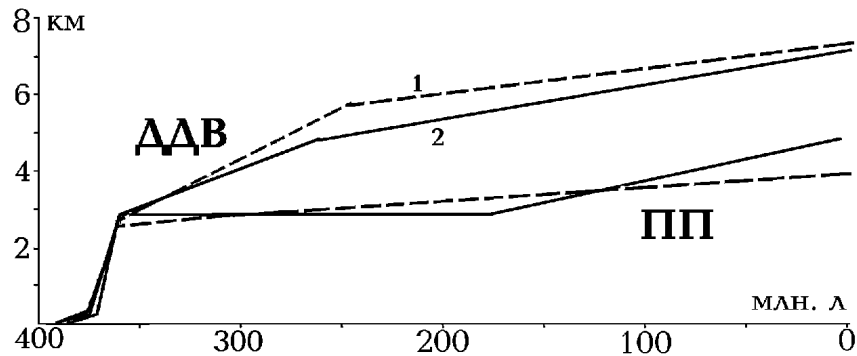


Рис. 3.4. Расчетное(1) и экспериментальное (2) изменения мощности осадочного слоя в ДДВ и ПП.

10. В Припятском прогибе расчетная история седиментации до 375 млн. л. назад совпадает с рассмотренной в ДДВ, затем накопление осадков прекращается до среднеюрской активизации. Построенная для этих условий тепловая модель обнаруживает в этом регионе около 170-180 млн. л. назад нижнюю астеносферу в интервале глубин 390-470 км. Она пригодна для формирования одного КТД, следовательно, активизация, как и пермская в ДДВ, сопровождается понижением температуры в интервале глубин, где это событие стимулирует полиморфное преобразование и опускание поверхности примерно на 2 км в последующий период.

11. После окончания рифтогенного периода и до конца карбона (360-300 млн. л. назад) расчетный геотермический градиент в осадочном слое впадины изменяется в соответствии с данными, представленными на рис. 3.5.

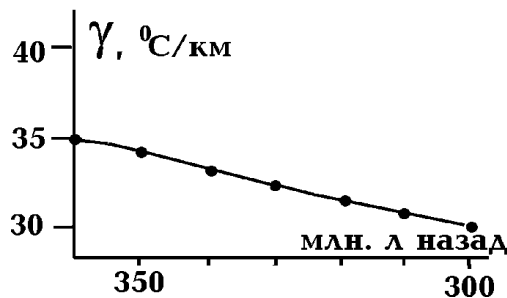


Рис. 3.5. Изменение расчетного геотермического градиента в осадках ДДВ в карбоне.

12. Принятая тепловая модель процесса современной активизации (рис. 3.3) указывает на отсутствие аномалии теплового потока через поверхность. Впрочем, этот результат не может быть

использован для контроля правильности схемы процесса, так как именно отсутствие аномалии ТП служило одним из критериев выбора использованной модели на этом этапе развития ДДВ, недостаточно охарактеризованном геологическими событиями. Но расчетное распределение Т в коре и верхней мантии перед современной активизацией (3 млн. л назад - рис.3.3), представляющее собой результат длинной цепочки вычислений, начинающейся с периода 1700 млн. л назад, может быть проконтролировано независимыми данными - температурами, вычисленными по современному ТП

3.4. Сравнение расчетных и экспериментальных данных

Сопоставим прогнозные по АПГ события в приповерхностной зоне ДДВ с известными по геологическим данным.

1. По схемам продольного деления ДДВ, построенным разными авторами, в качестве единиц с заметно различной геологической историей выделяются фрагменты, во всех случаях кратные по размеру 65-75 км [20, 21]. Ширина впадины между краевыми разломами в Деснянской части составляет около 65 км, юго-восточнее (после сравнительно узкой переходной зоны) увеличивается до примерно 120 км (2x60 км) [20, 21]. Таким образом, размеры структуры коррелируют с размерами КТД. То же можно сказать о Припятском прогибе и Припятском вале (180x130 км и 140x140 км соответственно, что отвечает шести и четырем КТД).

2,3. Глубины магматических очагов рифтогенного этапа развития ДДВ, определенные по петрологии интрузивных и эффузивных пород (см. гл. 1), полностью согласуются с прогнозными: первичные очаги располагаются на глубинах более 150-200 км, дифференциация магмы в поднявшемся астенолите происходит сначала на глубине около 50 км, затем - 100 км, в начале процесса возникают коровые очаги на глубине около 25 км.

4-10. Расчетное изменение мощности осадочного слоя ДДВ и ПП во времени, период и амплитуда перемещений по обрамляющим впадины разломам (рис. 1.5, 1.11 и рис.3.4) практически полностью согласуются с установленными по геологическим данным. В результатах расчетов находят отражение и некоторые особенности изменения темпа седиментации в карбоне и перми (см. гл. 1). Несколько "затянутая" во времени по сравнению с расчетной активностью разломов юго-западной части впадины связана, вероятно, с влиянием процессов, происходивших в карбоновое время в Донбассе.

11. Расчетная величина геотермического градиента в карбоне в период 360-300 млн. л назад составляет в среднем 32,5 °С/км (рис. 3.5). Такое же среднее значение установлено по палеогеотермическим данным (рис. 1.13-1.14).

12. Расчетные Т в коре и верхних горизонтах верхней мантии непосредственно перед современной активизацией (рис. 3.3) сопоставим с фоновыми температурами, вычисленными по тепловому потоку во впадине (см. гл. 4). Результаты представлены на рис. 3.6.

Распределения температур, полученные разными методами, полностью согласуются. Данные геотермометров по Припятскому валу характеризуют тепловую ситуацию, существовавшую в девоне перед началом рифтогенеза. Для ДДВ она практически не отличается от предшествующей современной активизации. Некоторое отклонение данных геотермометров в сторону меньших Т от последней подтверждает высказанное выше предположение о меньшем нагреве мантии под Припятским валом и, возможно, частью Припятского прогиба.

Таким образом, схема глубинного процесса, построенная по представлениям адвекционно-полиморфной гипотезы, приводит к расчетным событиям в приповерхностной зоне, которые на количественном уровне без подбора параметров процесса согласуются с основными

Глубинные процессы

геологическими данными, характеризующими историю развития Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба. Использование АПГ также дает возможность геологически значимого истолкования результатов сейсмических исследований строения земной коры ДДВ.

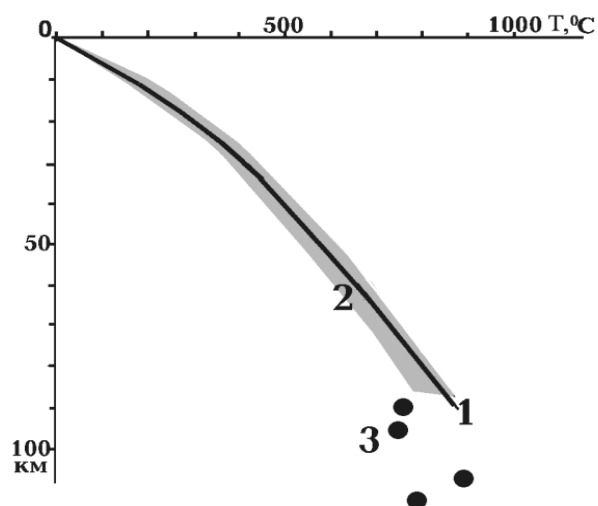


Рис. 3.6. Сравнение температур в коре и верхней мантии, рассчитанных как результат эволюции тепловой модели в период 1700-3 млн. л. назад (1) и вычисленных по тепловому потоку в ДДВ (2).

3 - данные геотермометров по Припятскому валу [137].

Контроль гипотезы глубинного процесса на стадии современной активизации будет продолжен при анализе физических полей впадины (см. гл. 5-6).

Глава 4. Тепловые модели тектоносферы

4.1. Определение глубинного теплового потока

Днепроовско-Донецкая впадина - второй по изученности (после Донбасса) регион Украины. Исследования теплового потока Земли начаты здесь еще в 60-е годы прошлого века [35, 41, 71]. В настоящее время на ее территории установлено около 2250 значений глубинного (исправленного с учетом приповерхностных искажений) теплового потока (ТП). Почти все определения выполнены авторами, более 90% - в последние 15 лет, 25% - в последние 5 лет [35, 36, 38-41, 64]. Такая плотность исследований достигнута в значительной мере за счет использования данных о температурах (Т) на забое невыстоявшихся скважин, измеренных производственными организациями Украины стандартными каротажными термометрами. Высокоточные измерения температуры в выстоявшихся скважинах составляют только несколько процентов от использованных данных.

Тепловой поток рассчитывался в основном по среднему геотермическому градиенту (γ), установленному по перепаду температур между поверхностью и забоем скважины, и средней теплопроводности пород разреза (λ). $ТП = \lambda(T - T_0)/H$, где H - глубина забоя. Технология бурения нефтегазовых скважин приводит к максимальному искажению естественных T , намного превосходящему искажения, возникающие при бурении рудных, угольных и гидрогеологических скважин. Наименее искажены температуры забоя, но и они, судя по результатам сравнения различных термограмм для одной скважины, содержат погрешности, составляющие в среднем 2-3⁰С. Поэтому для расчета ТП использовались в основном данные по скважинам глубиной более 1000м, что при обычном в ДДВ геотермическом градиенте (20-30⁰С/км) обеспечивает расчет среднего γ между забоем и поверхностью не более 10%.

Температура поверхности определялась по данным метеостанций (как среднесезонная на глубине 0,2 м) и результатам экстраполяции к поверхности (с учетом изменяющейся λ) данных точных измерений T на небольших глубинах. Ее распределение иллюстрирует рис. 4.1.

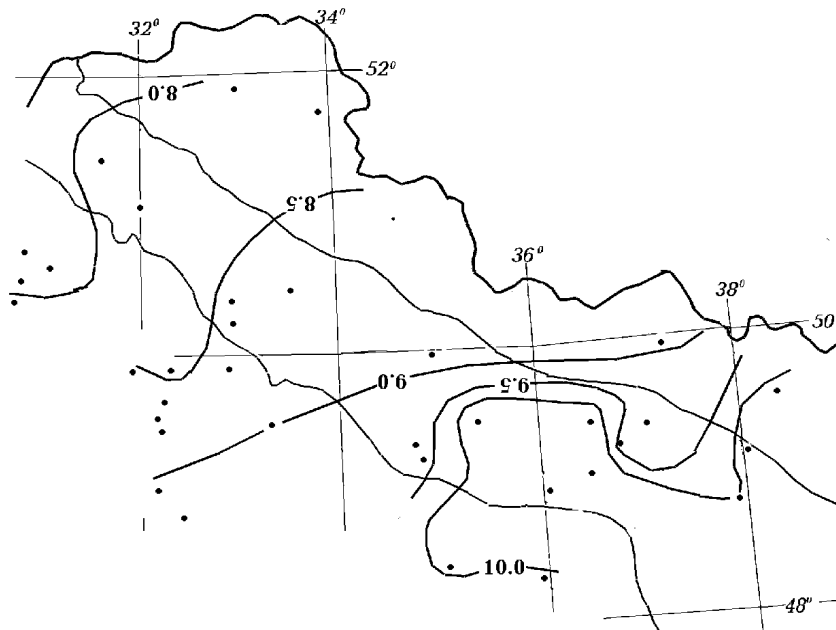


Рис. 4.1. Распределение температуры поверхности в районе исследований.

Теплопроводность осадочных горных пород ДДВ изучена по довольно плотной сети (рис. 4.2). Всего использовано около 1300 образцов [6, 41, 71 и др.].

Пески и песчаники кайнозоя-мела (12) имеют среднюю λ 1,65 Вт/м⁰С. По [71] песчаники мезозоя (10) - 2,1 Вт/м⁰С. Здесь и далее числа в круглых скобках - количество образцов в группах пород.

Тепловые модели тектоносферы

Глины мезозоя (23) - 0,87 без увлажнения и 1,65 Вт/м⁰С - с увлажнением. Еще одна серия определений (30) - средняя λ около 1,4 Вт/м⁰С. По [71] (35) - примерно 1,35 Вт/м⁰С, увлажнение явно недостаточное. Терригенные породы кайнозоя в целом (глины, суглинки, супеси, пески увлажненные) (40) - 1,65 Вт/м⁰С.

Средние величины для стратиграфических разностей составляют: кайнозой - 1,65, мел - 1,85, юра - 1,5, триас - 1,65 Вт/м⁰С.

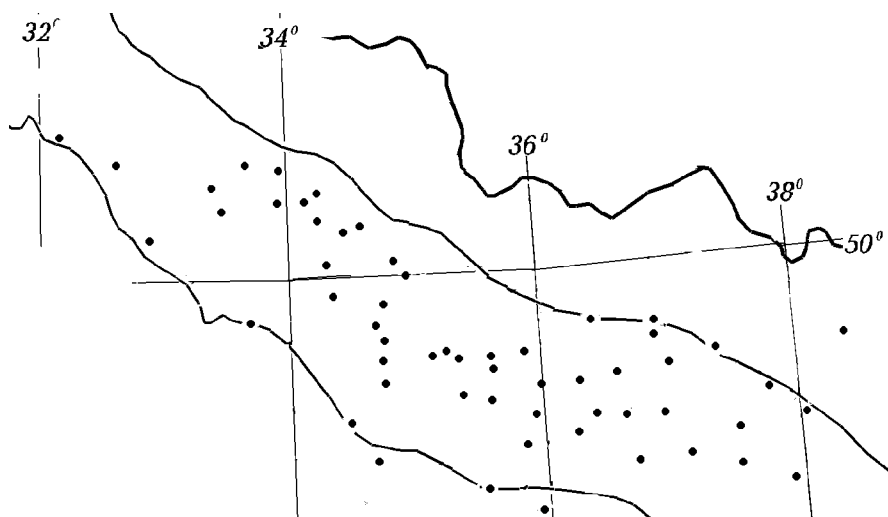


Рис. 4.2. Размещение пунктов определения теплопроводности пород ДДВ.

Особенно детально (около 1000 образцов) исследованы λ пород карбона [6, 71 и др.]. Для аргиллитов, алевролитов, песчаников построены гистограммы, причем на каждую разновидность пород приходится несколько сотен образцов. В результате установлена средняя эффективная теплопроводность пород карбона (смесь 80% аргиллитов и алевролитов, 20% - песчаников, незначительного количества известняков) - 1,9 Вт/м⁰С. Величина теплопроводности соли (собственно соль имеет λ около 5-6 Вт/м⁰С) с учетом ее "загрязнения" терригенными породами составляет около 4,1 Вт/м⁰С.

Менее изучены породы перми (в расчет включены данные о многочисленных сравнительно маломощных слоях соли в породах) и терригенного девона - 2,25 и 2,5 Вт/м⁰С соответственно.

По перечисленным данным устанавливалась средняя величина λ в интервале от поверхности до забоя. Расчет, проведенный для разных интервалов глубин в выстоявшихся скважинах ДДВ, показал, что даже в случаях максимального отбора образцов по одной скважине вариации ТП по глубине в два раза сокращаются при использовании средних теплопроводностей для литолого-стратиграфических комплексов по сравнению с использованием данных о λ пород по конкретной скважине.

Глубинный тепловой поток определялся путем внесения поправок в глубинные (преимущественно - забойные) температуры. Они учитывали три искажающих фактора: палеоклимат, перетоки подземных вод и структурный эффект. Детально внесение поправок рассмотрено в [41]. Здесь ограничимся иллюстрацией результатов введения палеоклиматической и гидрогеологической поправок в данные по одной из скважин (табл. 4.1)

Коррекция значительно увеличила сходимость интервальных значений ТП, хотя вероятно, она неполна: скорее всего, инфильтрация вод в верхней части разреза несколько превосходит

использованную при расчете гидрогеологической поправки. Тем не менее, разброс интервальных значений сокращен с 23% до 6%, средняя величина ТП изменена на 8%.

Таблица 4.1.

Интервал, км	Наблюдаемые параметры				Откорректированные параметры			
	T, °C		γ , °C/м	ТП, мВт/м ²	T, °C		γ , °C/м	ТП, мВт/м ²
0-0,5	8,5	17,5	0,018	26	8,5	23,9	0,031	49
0,5-1,0	17,5	28,5	0,022	38	23,9	37,5	0,027	47
1,0-1,5	28,5	44,9	0,033	52	37,5	53,8	0,033	52
1,5-2,0	44,9	59,6	0,029	57	53,8	68	0,028	55
2,0-2,5	59,6	73,5	0,028	53	68	81,5	0,027	51
2,5-3,0	73,5	89,5	0,032	61	81,5	97	0,031	59
Среднее				48±11				52±3

Структурный эффект учитывался различными методами [41], в основном введение поправки привело к некоторому (около 10%) увеличению глубинного ТП по сравнению с наблюдаемым в центральной части впадины.

4.2. Распределение глубинного теплового потока

При построении карт глубинного теплового потока в ДДВ проведено осреднение единичных значений (т.е. установленных в одной скважине), в результате на карты вынесено 1250 пунктов. Вариации изученности впадины видны на рис. 4.3, где показано количество пунктов в пределах трапеций, ограниченных по широте 20' и долготе - 30' (примерно 37x37 км)

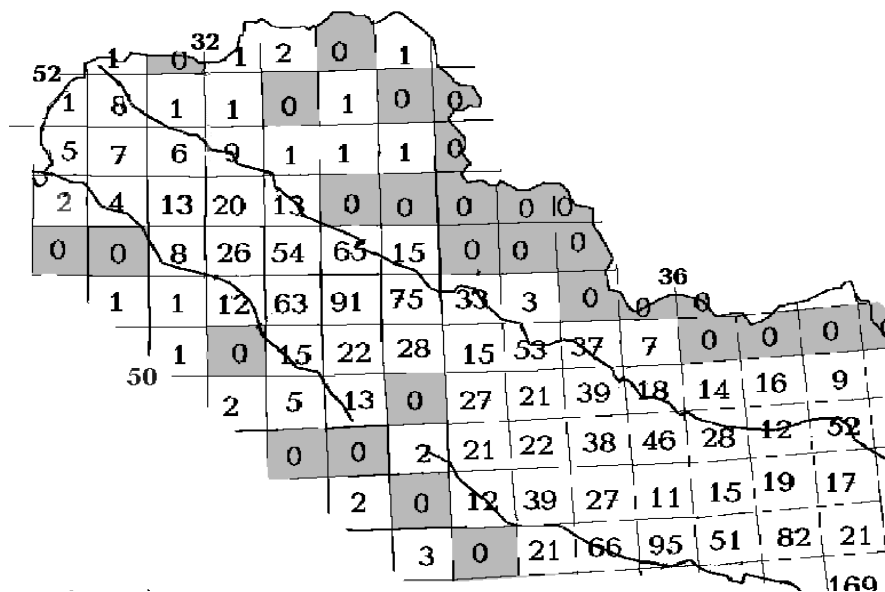


Рис. 4.3. Количество пунктов определений ТП в ДДВ и на прилегающих территориях.

Характерные величины ТП в регионе можно представить по средним значениям в трапециях (рис. 4.4)

Тепловые модели тектоносферы

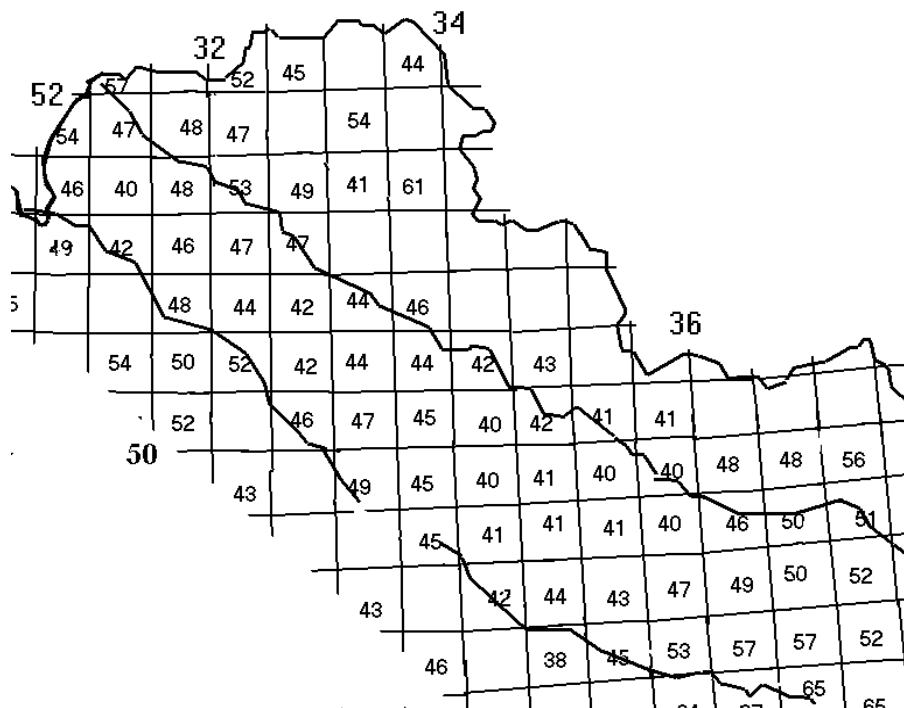


Рис. 4.4. Средние значения ТП в пределах трапеций.

Очевидно, что на большей части впадины и переходной зоны к Донбассу тепловой поток очень стабилен, отличные от средних величины встречаются редко. Это подтверждает гистограмма, построенная по данным рис. 4.4. (рис. 4.5).

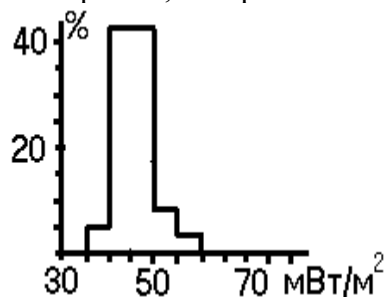


Рис. 4.5. Гистограмма распределения средних в трапециях значений ТП для ДДВ.

Модальная величина близка к 45 мВт/м^2 , стандартное отклонение - к 4 мВт/м^2 , что заметно не превосходит погрешность определения ТП в одном пункте. Последняя устанавливалась путем сравнения рассчитанных средних значений по скважинам с величинами, получены по выстоявшимся скважинам, в которых были проведены высокоточные измерения температуры по всему стволу, отобраны образцы керна, определена λ . Результаты сравнения указывают на погрешность около 7% для вынесенных на карты (часто осредненных по нескольким скважинам) значений ТП. Соответственно основные изолинии глубинного теплового потока на рисунках проведены через 10 мВт/м^2 , вспомогательные - через 5 мВт/м^2 .

Рисунки характеризуют части Днепровско-Донецкой впадины, переходной зоны от нее к Донбассу и северного Донбасса в виде, удобном для демонстрации, деление территории не подчинено геологическому. На рис. 4.6 показана северо-западная часть впадины, на рис. 4.7 - юго-восточная и часть переходной зоны, на рис. 4.8 - северная часть переходной зоны и север Донбасса.

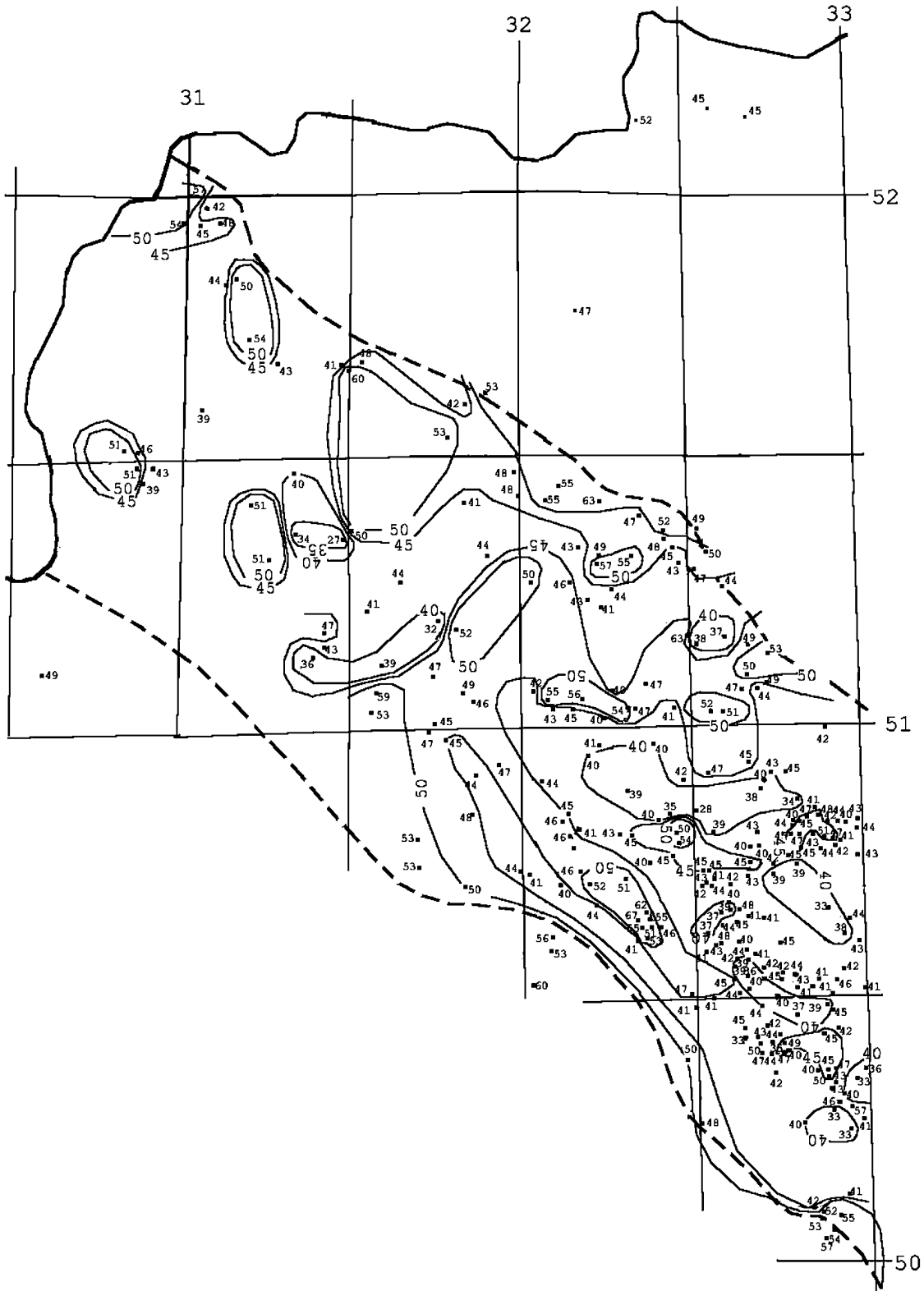


Рис. 4.6. Распределение глубинного теплового потока (в $\text{мВт}/\text{м}^2$) в северо-западной части ДДВ.

Тепловые модели тектоносферы

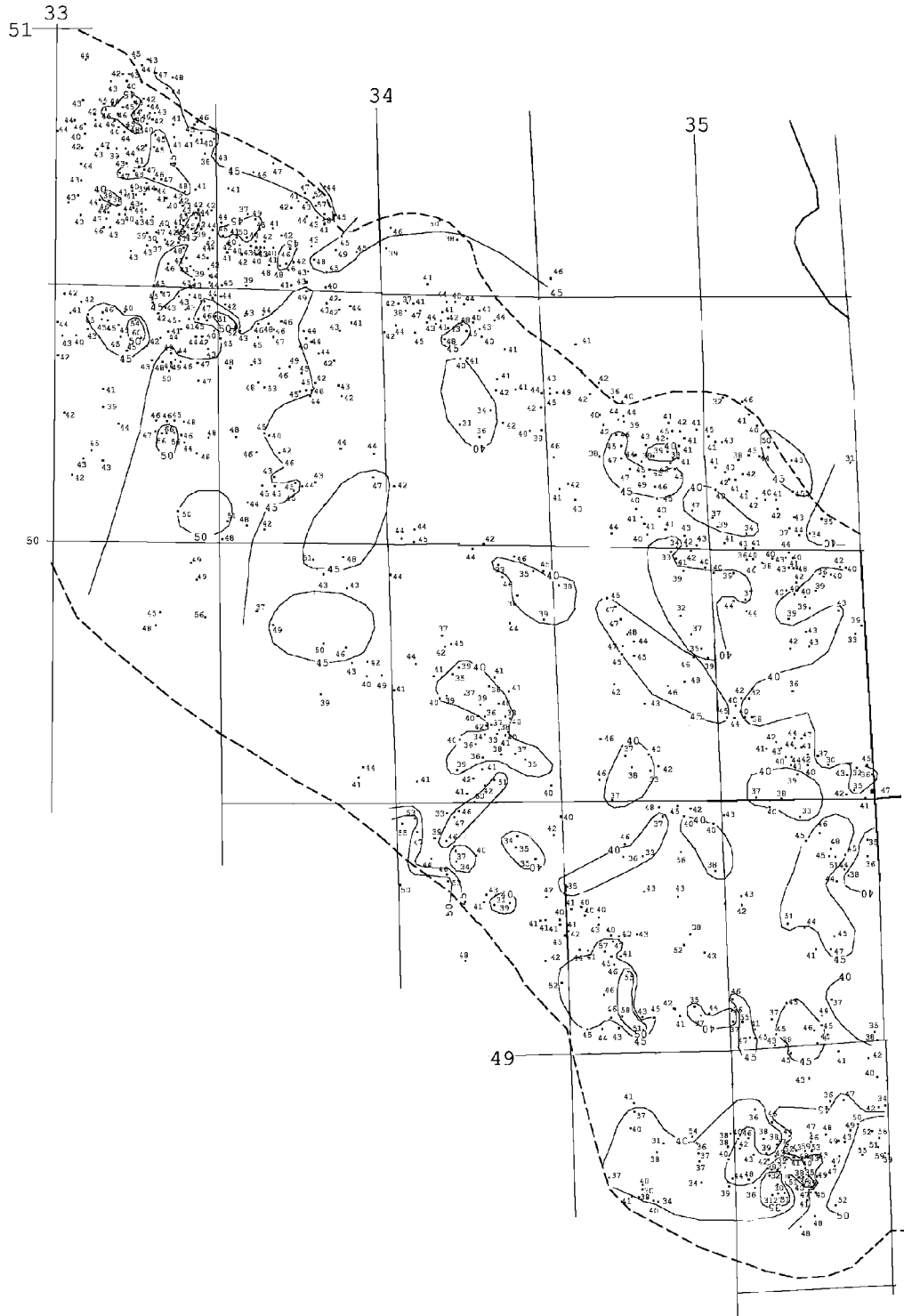


Рис. 4.7. Распределение глубинного теплового потока (в mW/m^2) в юго-восточной части ДДВ.

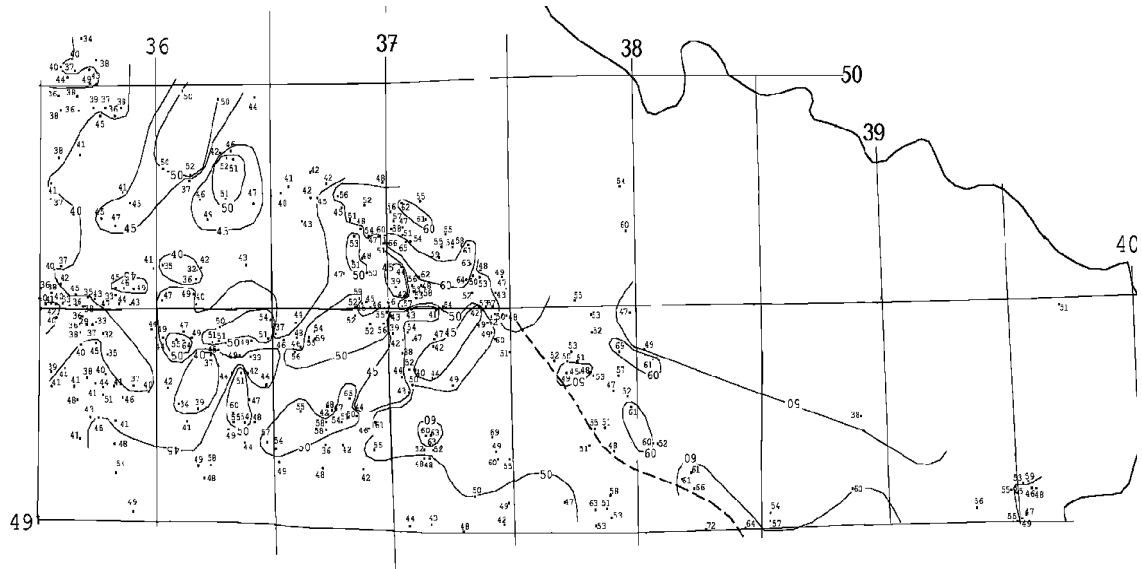


Рис. 4.8. Распределение глубинного теплового потока (в $\text{мВт}/\text{м}^2$) в северной части переходной зоны от ДДВ к Донбассу и в северном Донбассе.

По индивидуальным значениям ТП в каждом из пунктов построена гистограмма (рис. 4.9), более детально, чем осредненные значения (рис. 4.5), характеризующая глубинный тепловой поток ДДВ.

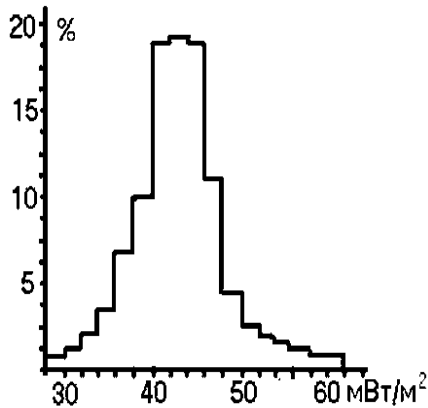


Рис. 4.9. Гистограмма распределения ТП в отдельных пунктах ДДВ.

Большая часть массива данных относится к распределению, близкому к нормальному, с модальным значением $43 \text{ мВт}/\text{м}^2$ и стандартным отклонением $4 \text{ мВт}/\text{м}^2$. Для объяснения последнего (9%) практически достаточно влияния погрешности определения ТП. Значимые отрицательные аномалии не обнаруживаются: за тройное стандартное отклонение выходит только 1-1,5 % значений. Положительные аномалии представлены заметнее: за тройное стандартное отклонение выходят 5% значений со средней величиной $59 \text{ мВт}/\text{м}^2$.

В Деснянском бассейне гистограмма распределения ТП позволяет наметить два массива данных. Первый (большой - около 85% всех величин ТП) характеризуется модальным значением и среднеквадратичным отклонением $45 \pm 5 \text{ мВт}/\text{м}^2$. Он, очевидно, описывает фон. Второй - $55 \pm 5 \text{ мВт}/\text{м}^2$ относится к положительным аномалиям. Повышение ТП наблюдается вдоль северного и южного бортов. Вдоль центральной части района протягивается цепочка “отрицательных аномалий” ТП (менее $40 \text{ мВт}/\text{м}^2$). Характерна приуроченность аномалий ТП обоих знаков к зонам разломов кристаллического фундамента. Положительные аномалии пространственно тяготеют к зонам пересечения краевых разломов с Тичикско-Гомельским, Припятско-Деснянским, Овручско-Лебединским, Кировоградским, Володарско-Бахмачским и Смеловско-Холмским разломами. “Отрицательные аномалии” наблюдаются также вдоль

вышеназванных разломов. Можно предположить, что над разломами фундамента имеются проницаемые зоны в породах чехла, по которым поднимаются (в положительных аномалиях ТП) или опускаются (в “отрицательных аномалиях”) подземные воды. Тем самым мы допускаем, что использованная для введения гидрогеологической поправки гидродинамическая схема региона вблизи разломов неточно описывает реальную ситуацию. Не отрицая такой возможности в принципе, упомянем, что “отрицательные аномалии” (со средней величиной ТП 37 мВт/м^2) отличаются от фона менее чем на удвоенное стандартное отклонение, и не могут считаться достоверно выделенными возмущениями теплового потока региона. Различие в ТП между центральной частью впадины и приразломными блоками может быть связано и с изменением теплогенерации коровых пород: внутри северо-западной части ДДВ кора маломощная и мафическая. Отдельные значения ТП более 50 мВт/м^2 установлены на северном и южном бортах ДДВ за пределами краевых разломов на значительном расстоянии от них (до 50-70 км) [41 и др.]. Они едва ли связаны непосредственно с проницаемыми зонами над этими нарушениями кристаллического фундамента. Положительная аномалия северного краевого разлома имеет продолжение в Припятском прогибе в виде еще более интенсивного возмущения (до 85 мВт/м^2), при интерпретации которого обнаружен молодой глубинный источник тепла, отвечающий современной активизации северной части прогиба [30 и др.].

В северо-западной части Днепровского бассейна гистограмма распределения ТП демонстрирует его характер, близкий к нормальному для основной части массива данных с модальным значением 44 мВт/м^2 и стандартным отклонением $2,7 \text{ мВт/м}^2$. Очевидно, что достоверные отрицательные аномалии в регионе отсутствуют, положительные (ТП внутри изолинии 50 мВт/м^2 составляет в среднем 57 мВт/м^2 , в максимуме - $65-67 \text{ мВт/м}^2$) - локальны и в основном приурочены к разломам (рис. 4.7).

Влияние разломов оказывается различным. Вероятно, в основном с ними связано восходящее движение глубинных вод, приводящее к положительным возмущениям ТП (краевые разломы, границы прибортовых шовных зон, Осевой, Западно-Ингулецкий, Володарско-Бахмачский разломы). Но на отдельных участках может преобладать инфильтрация (более интенсивная, чем учитываемая гидрогеологической поправкой). Тогда возникают небольшие понижения ТП (часть Овручско-Лебединского и Новомиргородско-Щорского разломов и др.).

В центральной части Днепровского бассейна гистограмма распределения ТП обнаруживает его характер, близкий к нормальному. Модальное значение - 43 мВт/м^2 , стандартное отклонение - 4 мВт/м^2 . Соответственно достоверные отрицательные аномалии не фиксируются, положительные представлены несколькими небольшими по площади возмущениями со средними величинами (в пределах изолиний 50 мВт/м^2) около $51-52 \text{ мВт/м}^2$. Тем не менее, в западной части района на качественном уровне (внутри изолинии 45 мВт/м^2 средняя величина ТП составляет только 48 мВт/м^2 , т.е. превышает фон лишь на одно стандартное отклонение) можно констатировать существование протяженной положительной аномалии, поперечной Днепровско-Донецкой впадине (рис. 4.7).

Она располагается в пределах блока, ограниченного Западно-Ингулецким и Криворожско-Кременчугским поперечными разломами. В центральной части блока протягивается Кишиневская зона линеаментов. Юго-западный краевой разлом ДДВ в пределах блока не прослеживается, северо-восточный - резко изгибается, вероятно, из-за смещений поперечными сравнительно молодыми нарушениями. Аномалия продолжает установленную на Украинском щите Кировоградскую аномалию ТП.

В юго-восточной части Днепровского бассейна и переходной зоне между ДДВ и Донбассом (рис. 4.7-4.8) гистограммы распределений ТП были построены для двух явно различающихся по тепловому полю районов, расположенных примерно восточнее и западнее линии, соединяющей точки с координатами 50° с.ш. - 37° в.д. и 49° с.ш. - 36° в.д..

Модальные значения и стандартные отклонения для преобладающих массивов данных в районах составляют соответственно 42 ± 5 мВт/м² и 50 ± 5 мВт/м². Просматриваются небольшие положительные аномалии в каждом районе, отрицательные аномалии достоверно не фиксируются.

Как и в других частях ДДВ положительные аномалии в значительной степени приурочены к краевым глубинным разломам (и другим, часто - поперечным по отношению к простиранию впадины), в центральной части региона протягивается полоса относительно пониженных значений ТП.

Оценивая значения глубинного теплового потока в пределах территории ДДВ в целом (ориентируясь не на количество значений каждого уровня, а на занимаемые им площади), можно утверждать, что фоновое значение составляет $43,5-44,5$ мВт/м² (в зависимости от учета или неучета повышенных ТП в переходной зоне от ДДВ к Донбассу). Оно заметно не отличается от установленного на Украинском щите.

Положительные аномалии в ДДВ часто представлены единичными пунктами повышенных ТП и не выделяются изолиниями на рис. 4.6-4.8. Тем не менее, они достаточно широко распространены в пределах впадины (рис. 4.10) и заслуживают отдельного рассмотрения.

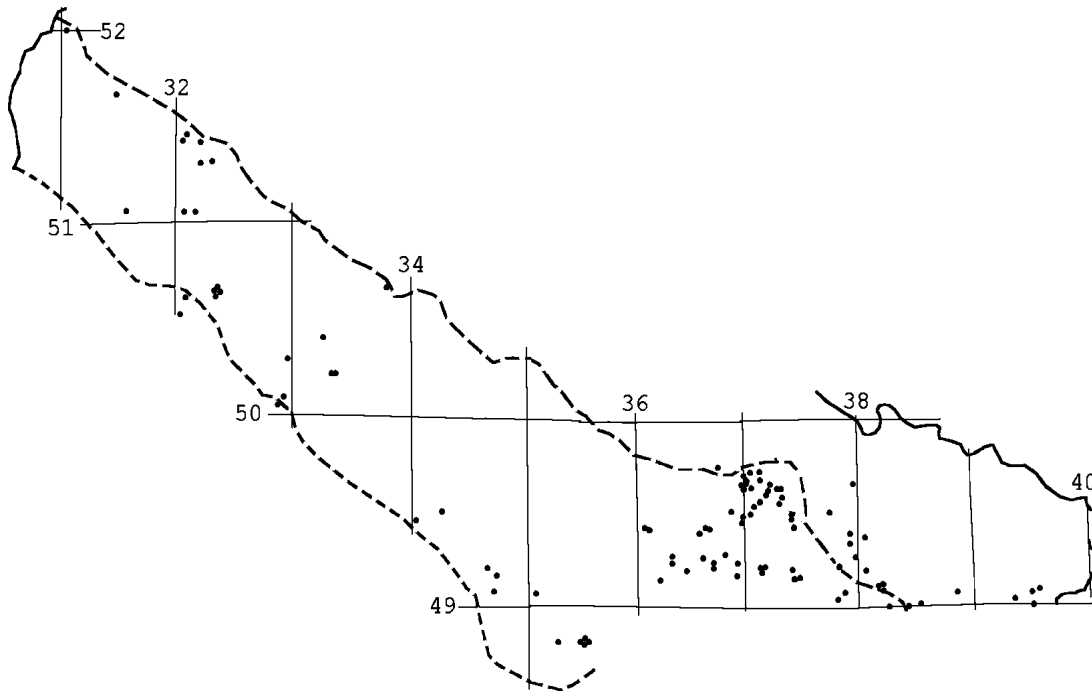


Рис. 4.10. Расположение пунктов, где глубинный ТП в ДДВ ≥ 55 мВт/м².

Эти возмущения представлены во всех частях впадины и в переходной зоне к Донбассу, в самом Донбассе их концентрация резко растет, что отчасти может быть связано с увеличением здесь фонового ТП. Природа аномалий может быть различной. Выше упомянут вариант,

согласно которому они связаны с неполным учетом гидрогеологических искажений ТП, т.е. не являются действительными аномалиями глубинного теплового потока. В части случаев это, вероятно, верно. Но для таких возмущений должна соблюдаться уравнишенность отрицательными аномалиями, а такой эффект фиксируется только для четверти наименее интенсивных положительных. Остальные (в тех случаях, когда данных достаточно для характеристики их формы и интенсивности в максимуме) близки к аномалиям ТП в разных регионах Украины, которые уверенно связываются с проявлениями современной активизации (рис. 4.11), т.е. обусловлены подъемом к поверхности первично-магматических флюидов [41 и др.].

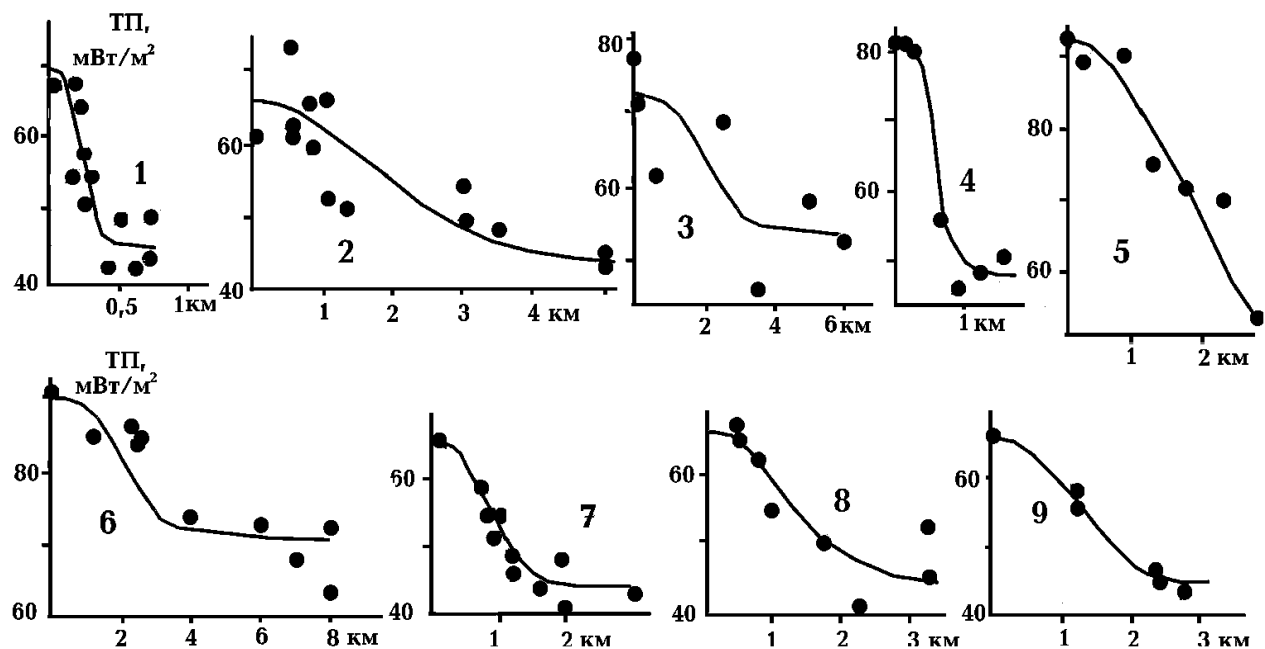


Рис. 4.11. Локальные аномалии глубинного ТП в различных регионах Украины.

Аномалии: 1,2 - Украинский щит (1 - Юрьевская, 2 - Кировоградская), 3 - Вольно-Подольская плита, окраина Яворовской аномалии, 4,5 - Донбасс (4 - Михайловская, 5 - Константиновская), 6 - Скифская плита, Новоселовская, 7-9 - ДДВ (7 - сводная аномалия нескольких локальных структур, 8 - Малодевицкая, 9 - Яблуновская). Точки - экспериментальные значения ТП, линии - рассчитанные.

Аномалии в разных регионах проявляются на различном местном фоне, но обладают сопоставимой интенсивностью (около 20 мВт/м²) и сопоставимыми поперечными размерами 0,5-3 км. Приведенные в гл. 1 данные о восходящем движении глубинных флюидов по проницаемым зонам разломов позволяют построить количественные модели этих своеобразных возмущений ТП (см. ниже).

4.3. Стационарная тепловая модель коры и верхних горизонтов мантии.

Интерпретация выявленного в ДДВ распределения глубинного теплового потока проведена в два этапа. На первом изучена стационарная составляющая ТП и отвечающие ей глубинные температуры коры и верхних горизонтов мантии. Ранее проведенные исследования [41 и др.] показали, что в настоящее время эффект герцинского рифтогенеза незначителен и

связанные с ним распределения ТП и Т заметно не отличаются от практически стационарных платформенных. На втором этапе анализировались явно нестационарные тепловые последствия процесса современной активизации. Суммирование обоих эффектов позволило построить полные современные тепловые модели тектоносферы впадины.

Для построения стационарной модели необходимо знать распределение источников радиогенной теплогенерации (ТГ) в породах коры и мантии. На территории ДДВ проведены довольно детальные исследования содержания урана и тория в породах осадочного чехла. При расчетах использовались также справочные сведения о содержаниях калия в породах соответствующей литологии. Они существенно не влияли на результаты вычисления ТГ. Средняя плотность изученных пород составляла около $2,5 \text{ г/см}^3$.

По таким данным для примерно 300 образцов в ДДВ получена средняя ТГ около $1,2 \text{ мкВт/м}^3$. В регионе проведены также детальные исследования по гамма-спектрометрии в скважинах, которые позволили оценить концентрации радиоактивных элементов (принимая Th/U около 3,5). По этим данным ТГ составляет около $1,1 \text{ мкВт/м}^3$.

В верхней части собственно гранитного слоя (т.е. в породах со степенью метаморфизма не ниже зеленосланцевой) теплогенерация оказывается несколько выше, чем в осадочном. Многие тысячи определений концентрации урана выполнены на УЩ, определений для тория гораздо меньше. Все же можно установить характерную величину уран-ториевого отношения и, используя ее, рассчитать значения ТГ (содержание калия для гранитоидов УЩ детально исследовано). Средняя величина оказывается на уровне $1,5 \text{ мкВт/м}^3$, изменчивость параметра очень велика. Размеры полей относительно стабильных величин ТГ четко связаны с размерами породных массивов на эрозионном срезе щита, т.е. достигают нескольких десятков - ста км для крупных плутонов, но в основном ограничены несколькими - десятью километрами.

Массивы гранитоидов, с которыми связаны высокие значения ТГ, скорее всего, не охватывают значительную часть мощности коры. По-иному может обстоять дело в зонах низких ТГ, связанных с полями развития метаморфических пород относительно пониженной кислотности. Здесь средняя величина ТГ сокращается до $0,8 \text{ мкВт/м}^3$. Если такие отрицательные аномалии сохраняются хотя бы на половине мощности коры (естественно, сокращаясь по амплитуде), можно ожидать уменьшения коровой составляющей ТП до 10 мВт/м^2 . В районах щита, где определялись значения ТП, распределение теплогенерации можно представить гистограммой. Распределение отличается от нормального, но основной массив может быть охарактеризован модальным значением $1,25 \pm 0,4 \text{ мкВт/м}^3$, что соответствует использованному ниже выражению.

Для расчета ТП использовались радиогенные теплогенерации пород коры, вычисленные по скоростным и (в основном) плотностным разрезам вдоль профилей ГСЗ. Предпочтение отдано плотностным моделям коры, т.к. на них всегда заполнена значениями плотности (σ) вся кора и они проконтролированы гравитационным полем.

Для расчета ТГ по V_p и σ в породах коры использовались выражения [41 и др.] в осадочном слое $TГ = 1,2 \exp(0,35 + 0,31 \ln(0,5 - 0,08V_p))$ и $TГ = 1,2 \exp(0,35 + 0,31 \ln(1,78 - 0,625\sigma))$, в консолидированной коре: $TГ = 1,28 \exp(1,54(6 - V_p))$ и $TГ = 1,28 \exp(5,7(2,69 - \sigma))$. Полученные в результате таких расчетов величины ТГ (в мкВт/м^3) сведены в таблицу 4.2.

Формула расчета коровой радиогенной составляющей ТП по ТГ от единичного источника в форме параллелепипеда имеет вид [41 и др.]:

$$ТП = 0,16 TГ (h_2 - h_1) (\arctg((x_1 y_1 / h) / (x_1^2 + y_1^2 + h^2)^{0,5}) - \arctg((x_2 y_1 / h) / (x_2^2 + y_1^2 + h^2)^{0,5}) + \arctg((x_1 y_2 / h) / (x_1^2 + y_2^2 + h^2)^{0,5}) - \arctg((x_2 y_2 / h) / (x_2^2 + y_2^2 + h^2)^{0,5})),$$

Тепловые модели тектоносферы

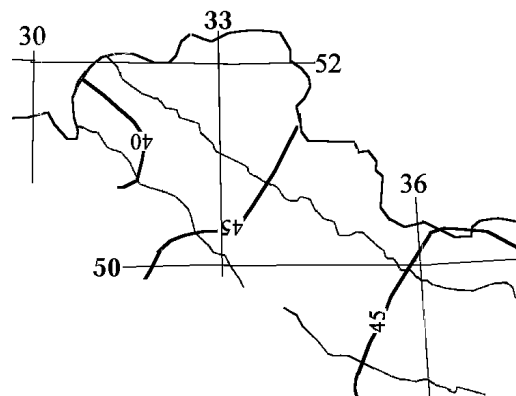
где x_1, x_2, y_1, y_2 - расстояния от точки счета до границ полосы по соответствующим координатам в км, $h = 0,5(h_1 + h_2)$, где h_1 и h_2 - глубины кровли и подошвы пласта в км, 0,16 - коэффициент, учитывающий, что \arctg - в градусах, ТГ - в мкВт/м³ и ТП - в мВт/м².

Таблица 4.2.

V_p	σ	ТГ	V_p	Σ	ТГ	V_p	Σ	ТГ
Осадочный слой и верхняя (метапелитовая) часть фундамента								
2,0	2,31	1,2	3,5	2,50	1,07	5,0	2,69	0,87
2,5	2,37	1,16	4,0	2,56	1,02	5,5	2,76	0,74
3,0	2,43	1,11	4,5	2,62	0,95	6	2,82	0,50
Консолидированная кора								
5,9	2,66	1,52	6,6	2,85	0,51	7,2	3,04	0,20
6,0	2,69	1,28	6,7	2,88	0,44	7,3	3,10	0,17
6,1	2,72	1,08	6,8	2,91	0,37	7,4	3,13	0,15
6,2	2,74	0,94	6,9	2,93	0,32	7,5	3,16	0,13
6,3	2,77	0,81	7,0	2,96	0,27	7,6	3,19	0,11
6,4	2,80	0,69	7,1	2,99	0,23	7,7	3,22	0,09
6,5	2,82	0,59						

Упрощение расчетного выражения достигнуто тем, что параллелепипед заменяется полосой без толщины, которая характеризуется только глубиной, равной глубине центра параллелепипеда. Из-за этого могут возникнуть погрешности вычислений. Если параллелепипед разбить на множество тел с соответствующей толщиной (Δh), результат приблизится к точному. Выясним, какие мощности параллелепипедов допустимы в практических расчетах ТП по ТГ. Для верхней и нижней коры (0-20 и 20-40 км соответственно) проведем расчеты для типичного блока размером в плане 50x50 км с ТГ = 1 мкВт/м³ (это величина, близкая к реальной в верхней части коры, и в несколько раз больше нее - в нижней части). Используем Δh 20, 10, 5 и 2,5 км, рассчитаем ТП на расстояниях Δx от центра блока 0-100 км. Очевидно, что, используя в верхней части разреза разбиение на слои мощностью не больше 10 км, получим ошибку не более нескольких десятых долей мВт/м².

Рис. 4.12. Распределение расчетного фонового ТП (в мВт/м²) в ДДВ.



Информация о распределении скорости сейсмических волн и плотности пород в коре имеется только на профилях ГСЗ. Необходимо выяснить, насколько могут измениться расчетные величины при учете влияния отличий ТГ в соседних блоках коры от принятых на профиле. Определим это влияние для случая максимального контраста на всех коровых глубинах, считая, что различия везде имеют один знак. Максимальные различия, установлены по данным на используемых профилях ГСЗ (см. ниже), аномальный ТП составляет на границе блока 5,7, в 25 км - 1,6, в 50 км - 0,9 мВт/м². Т.е. уже на расстоянии 25 км при максимальном контрасте ТГ влияние составляет около 1,5

Глава 4

мВт/м², при реальном контрасте - меньше. Таким образом, на всех профилях можно использовать практически двумерную модель (ведь между ними нет информации о ТГ пород коры).

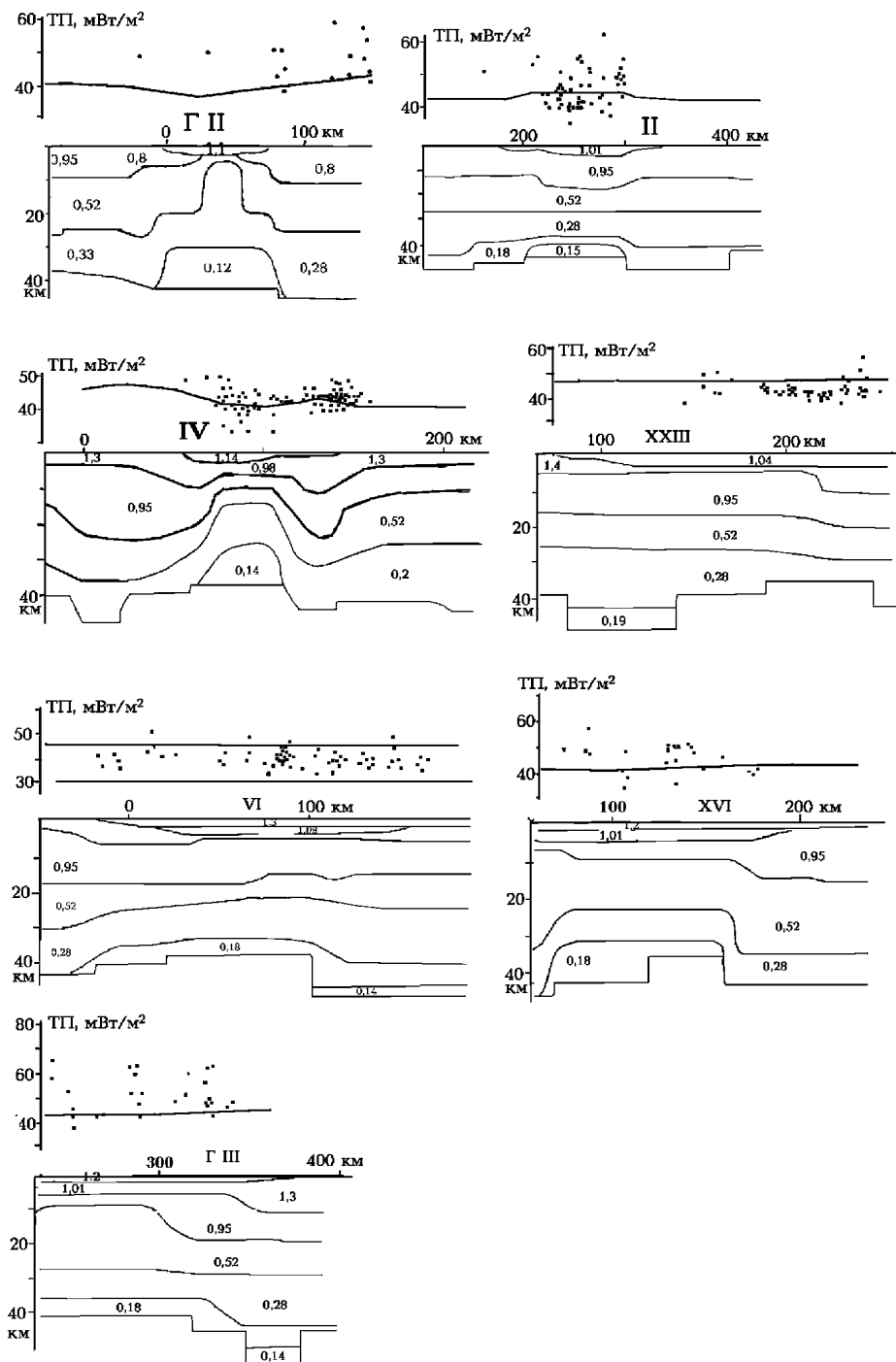


Рис. 4.13. Теплогенерационные модели коры и тепловой поток (линии – расчетный, точки – экспериментальный) вдоль профилей ГСЗ и геотраверсов (Г II, II, IV, XXIII, VI, XVI и ГIII). Теплогенерации слоев коры – в мкВт/м³.

Расчет проведен по 7 профилям ГСЗ (рис. 2.5). Тепловой поток из мантии был принят равным 20 мВт/м² [37]. Результаты вычислений для впадины в целом показаны на рис. 4.12, затем сопоставлены с экспериментальными данными, снесенными на линии профилей в пределах полос, ограниченных указанными расстояниями (рис. 4.13).

Видно (рис. 4.12), что расчетные величины ТП в пределах ДДВ изменяются не очень значительно - в пределах 38-47 мВт/м² - и довольно близки к экспериментальным. Более детальное сопоставление экспериментальных (ТП_э) и расчетных (ТП_р) значений выполнено вдоль профилей за исключением южных частей профиля XVI и геотраверса III, где на экспериментальных ТП явно сказывается влияние аномалий, протягивающихся из Донбасса и связанных с современной активизацией.

При сравнении вычислялась величина $\Delta TP = TP_{\text{э}} - TP_{\text{р}}$. Сравнение проведено в 285 пунктах.

По результатам сравнения построена гистограмма (рис. 4.14), подтверждающая в целом хорошее согласование ТП_э и ТП_р. Согласно этим обобщенным данным типичное различие составляет 4,5-5 мВт/м², что несколько больше погрешности определения ТП (около 3 мВт/м²). Вероятно, увеличение ΔTP обусловлена источниками мелких возмущений, не учтенными построенными моделями, и погрешностью расчета.

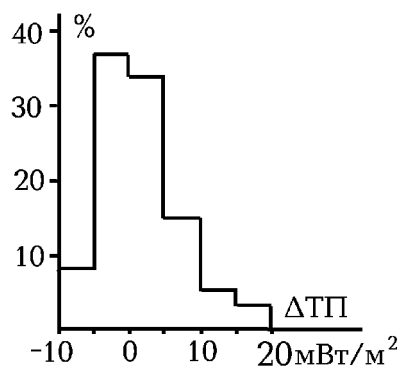


Рис. 4.14. Гистограмма различий расчетного и экспериментального ТП для ДДВ.

Несимметричность гистограммы ΔTP очевидно связана с попаданием в массив экспериментальных данных значений ТП в пределах локальных положительных аномалий (см. выше).

Достигнутое согласование позволяет перейти к расчету фоновых глубинных T в коре и верхних горизонтах мантии ДДВ, отвечающих стационарной составляющей ТП (до глубины около 70 км [41]). В платформенных регионах (вне зон современной активизации) такие температуры полностью описывают тепловое поле, в активных - представляют собой фон, на который накладываются аномалии T , вызванные перемещениями глубинного вещества. И в активных регионах расчет фоновых температур необходим для создания полных тепловых моделей.

Для вычислений использовались данные о ТГ, приведенные выше, в виде теплогенерационных разрезов вдоль профилей ГСЗ. Тепловая модель рассматриваемого интервала глубин была разделена на три части. Первая представляла собой практически стационарное распределение T , связанное с геологически длительным остыванием мантии и соответствовало платформенной величине мантийного ТП 20 мВт/м², теплопроводности коровых пород около 2,3 Вт/м·°С и мантийных - 3 Вт/м·°С [41 и др.]. Вторая соответствовала ТГ мантийных пород 0,04 мкВт/м³, формировавшей тепловое поле в течение всего периода существования земной коры, близкой к современной. Для Восточно-Европейской платформы этот процесс завершился в протерозое - около 1,5 млрд. лет назад. При расчете считалось, что объемная теплоемкость пород ($c\sigma$) в коре растет от 2,5 до $4,2 \cdot 10^6$ Дж/м³·°С, в мантии сохраняется последнее значение, температуропроводность в среднем для всей среды - $7 \cdot 10^{-7}$ м²/с. Для

Глава 4

вычислений использовалась известная формула из работы [62]. Указанные составляющие создают практически линейное распределение T от поверхности (ее температура считалась в среднем для ДДВ равной 9°C) до 70 км (658°C). Третья часть модели представляла

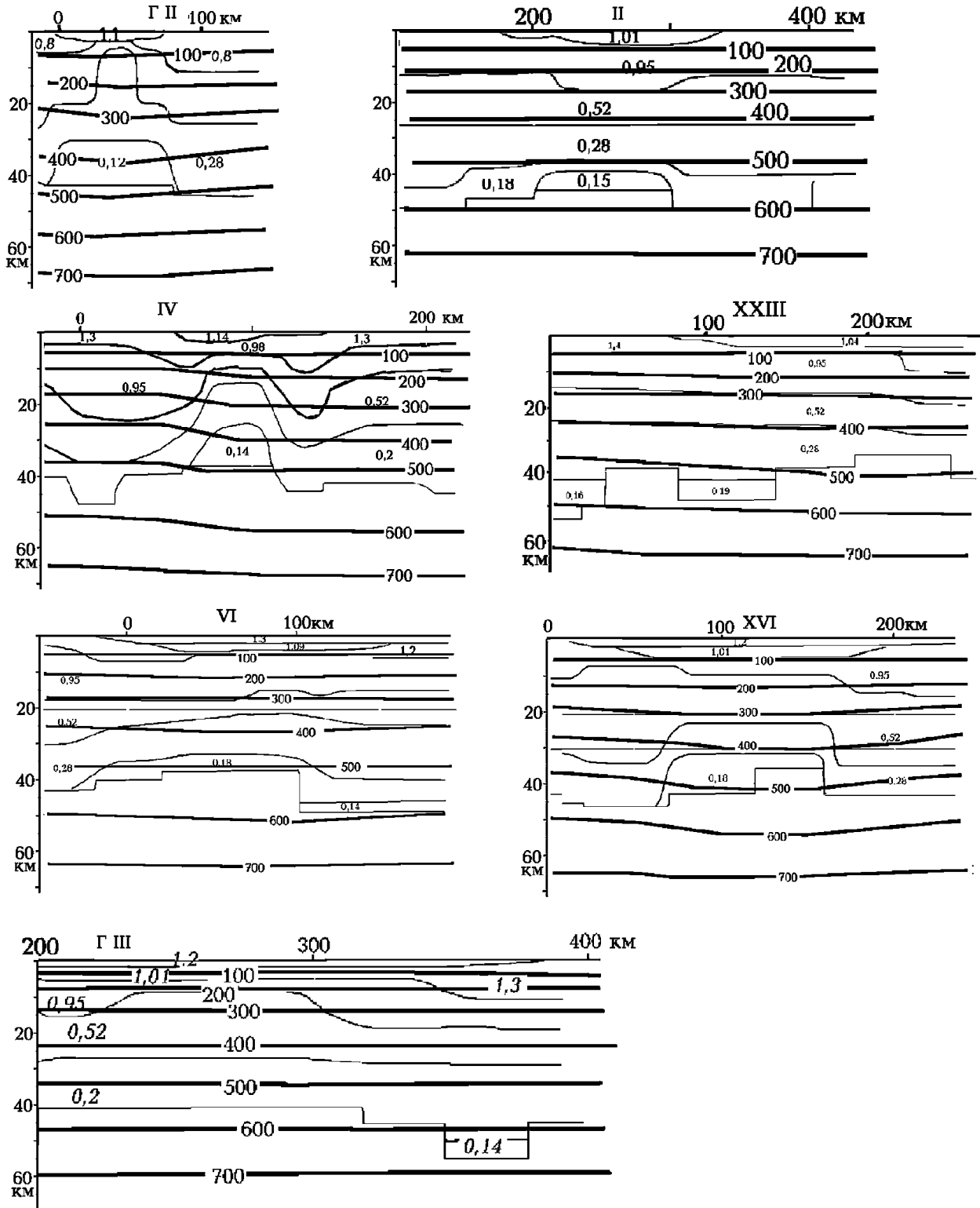


Рис. 4.15. Результаты расчета фоновых глубинных температур вдоль профилей ГСЗ на территории ДДВ.

1 – контуры блоков с постоянной теплогенерацией (в мкВт/м³), 2 – изотермы, °С. собой распределение Т, связанное с выделением тепла породами коры. Каждый трехмерный объект с определенной величиной ТГ заменялся объектом с эквивалентной величиной нагрева (ΔТ), возникающим в центре геологически краткого временного интервала (Δτ). Соответствующее распределение Т от каждого источника в интервале глубин расчета определялось по формуле [41 и др.]:

$$T = 0,125 \Delta T (\Phi(x_2/2(a\tau)^{0,5}) - \Phi(x_1/2(a\tau)^{0,5})) (\Phi(y_2/2(a\tau)^{0,5}) - \Phi(y_1/2(a\tau)^{0,5})) \cdot (\Phi((h_1+z)/2(a\tau)^{0,5}) - \Phi((h_2+z)/2(a\tau)^{0,5}) + \Phi((h_2-z)/2(a\tau)^{0,5}) - \Phi((h_1-z)/2(a\tau)^{0,5}))$$

где: x₁, x₂, y₁ и y₂ - расстояния от точки расчета до краев источника по соответствующим координатам, z - глубина точки расчета, h₁ и h₂ - глубины кровли и подошвы источника, τ - полное время действия источника (сумма Δτ), достаточное для установления практически стационарного распределения Т во всем интервале глубин расчета, Φ - интеграл вероятности.

Полное распределение Т устанавливалось как результат суммирования температур, созданных всем источниками. Подбор величин τ, Δτ и ΔТ проведен (с учетом выноса части тепла ниже интервала расчета Т) сравнением с распределением Т в одномерной модели. Получены величины 150 млн. лет, 5 млн. лет и 63°С на каждый 1 мкВт/м³ соответственно, что позволяет вести расчет с погрешностью менее 1°С для реальных ТГ во всем интервале глубин 0-70 км.

Распределения ТГ в породах коры характеризуются резким сокращением параметра с глубиной. В верхней трети в типичных случаях генерируется 55%, в средней - 30% и нижней - 15% корового ТП. Поэтому влияние трехмерности источников не очень велико. Ее значение возрастает в регионах с большими изменениями мощности коры и ее слоев. Сопоставление результатов одномерного и трехмерного расчетов проведено на нескольких профилях ГСЗ, наиболее заметные расхождения достигают 40°С к глубине 60 км.

В целом диапазон изменения фоновой (платформенной) температуры в коре и верхних горизонтах мантии ДДВ не очень значителен. На глубине 10 км Т изменяются в пределах 140-200, 20 км - 270-330, 30 км - 380-450, 40 км - 460-540, 50 км - 540-620, 60 км - 610-690, 70 км - 680-750°С (рис. 4.16). Согласно полученным результатам типичный фоновый геотермический градиент в верхней части коры составляет 17-18, в средней части - 12, в нижней - 9 °С/км. В мантии он сокращается до 6-8 °С/км.

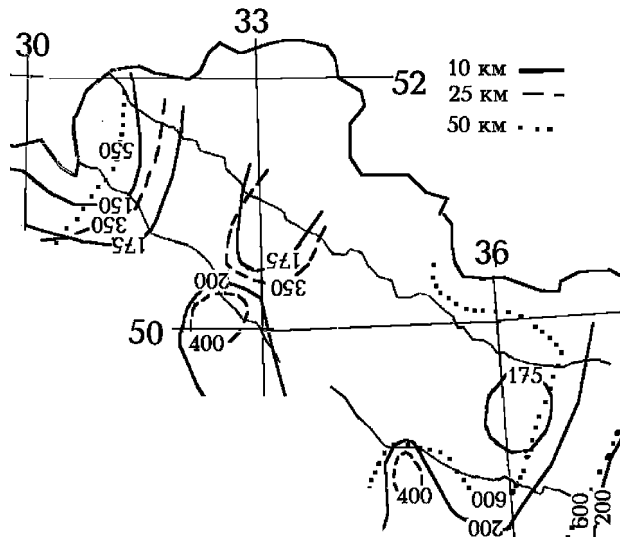
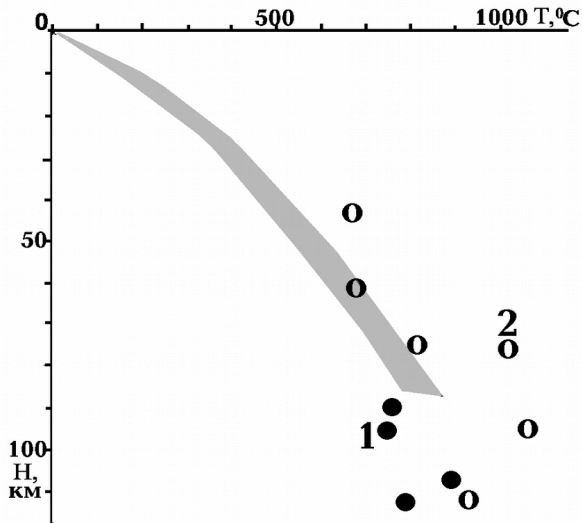


Рис. 4.16. Распределение фоновых температур (°С) в коре и верхних горизонтах мантии ДДВ.

Карта (рис. 4.16) построена путем интерполяции температур между значениями на профилях. Полученные величины находятся в пределах платформенных Т, полученных при анализе тепловой истории коры и верхней мантии Земли для докембрийских платформ [37 и др.]. Дополнительным подтверждение их

реальности могут служить данные геотермометров - РТ-условий образования пород коры и мантии платформы, установленных по вынесенным кимберлитами ксенолитам (рис. 4.17) [37 и др.].



Отличия расчетных T от данных геотермометров не превосходят различий этих данных на одной глубине, т.е. согласуются с ними в пределах, допускаемых точностью используемой информации.

Практически можно использовать одно среднее температурное распределение в коре и верхних горизонтах мантии ДДВ, допуская погрешность в первые десятки градусов, не превышающую ошибки расчета.

Рис. 4.17. Диапазон изменения глубинных T в ДДВ и данные геотермометров.

1 - Припятский вал, 2 - Украинский щит.

4.4. Полная тепловая модель коры и верхних горизонтов мантии

Для соответствия реальности фоновая тепловая модель тектоносферы ДДВ на рассматриваемых глубинах должна быть дополнена эффектом процесса современной активизации. Возникшие в его ходе источники тепла не проявляются в региональном распределении ТП впадины. Их эффекты могут быть проконтролированы только данными глубинной геофизики, практически - гравиметрическими и геоэлектрическими. Данные геотермометров, отвечающие рассматриваемому процессу, в ДДВ и прилегающих регионах отсутствуют. Для сравнения можно использовать сведения по регионам, где современная активизация достигла магматической стадии и стал возможным вынос ксенолитов мантийных пород (рис. 4.18).

В соответствии с представлениями адвекционно-полиморфной гипотезы активизации отвечает вынос под кору (на глубины 50-100 км) порции перегретого вещества с аномальной температурой, отвечающей перепаду T между местом старта всплывающего "кванта тектонического действия" (КТД) и местом его остановки [44 и др.]. В нашем случае (см. гл. 6) он составляет в среднем 1000°C . Время появления КТД под корой для конкретного события в ДДВ определить не удастся, по данным для других регионов Украины оно составляет в среднем примерно 5 млн. лет назад. Образовавшийся в результате такого перемещения вещества слой частичного плавления под корой обеспечивает вторжения мантийных выплавок в ее нижнюю и среднюю части. Для того, чтобы возникшие таким образом объекты не проявились в региональных аномалиях ТП, вторжения в нижнюю кору (25-38 км) должны произойти не более 0,5 млн. л. назад, в среднюю (15-25 км) - 0,1 млн. л. назад. Заметное изменение возраста коровых источников тепла (в несколько раз) при сохранении неизменными глубин их кровли и подошвы заметно не меняет результатов расчетов. Опыт интерпретации аномалий теплового потока в зонах современной активизации, накопленный в районах, где коровые вторжения произошли несколько раньше, показывает, что внедрения в нижнюю кору занимают около 50% ее объема, в

Тепловые модели тектоносферы

среднюю - 25% [41 и др.]. Эклогитизированные основные породы коры опускаются в астеносферу и понижают ее температуру примерно на 50°С.

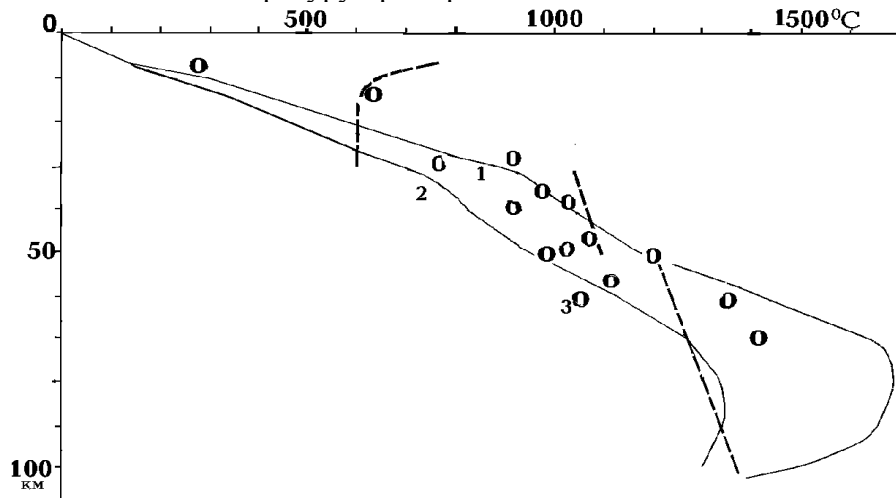


Рис. 4.18. Распределение температур в коре и верхних горизонтах мантии зоны современной активизации платформенного типа.

1 - в центре зоны шириной 60 км, 2 - на краю зоны. Штриховые линии - солидусы пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма в коре и пород верхней мантии, 3 - данные геотермометров по зонам современной активизации Чешского и Центрально-Французского массивов [95, 171].

На рис. 4.18 представлена расчетная тепловая модель, построенная описанным образом. Сравнение расчетных T с температурой солидуса показывает, что в средней части коры должен формироваться слой частичного плавления. Сверху он ограничен точкой пересечения геотермы с температурой солидуса пород амфиболитовой фации метаморфизма, снизу - кровлей основно-гранулитового слоя коры, в котором такие породы маловероятны. Верхний слой частичного плавления служит источником флюидов, образовавшихся при тепловой дегидротации пород, которые пропитывают вышележащую кору, используя для подъема проницаемые зоны разломов. В некоторых местах (также, скорее всего, в зонах глубинных разломов) этот процесс дополняется вторжениями в верхнюю кору выплавов кислого и среднего состава, кровли которых контролируются глубиной (5-10 км) резкого роста температуры солидуса. Эти внедрения в свою очередь обеспечивают потоки флюидов по ослабленным (проницаемым) зонам, которые могут достигать поверхности. В некоторых районах Украины (Донбасс, Украинский щит) показано, что при современной и предшествовавшей ей активизациях используются те же зоны глубинных разломов [44 и др.].

В принятой модели именно потоки флюидов должны обеспечивать аномалии теплового потока через поверхность. Очевидно, что они не могут охватывать всю территорию зоны современной активизации (см. гл. 1).

Исследования, могущие подтвердить наличие восходящих течений в трещинно-поровом пространстве, были проведены в Донбассе [41] в районе Главной антиклинали. Не вдаваясь в подробности этой работы, приведем основные результаты, необходимые для использования в нашем случае. Объем порового пространства, по которому циркулировала восходящая вода, очень незначителен - около 1%. Время пребывания единичной порции жидкости в пределах восходящего потока - около 600 лет. Глубина подошвы "конвективной дайки" - примерно 6-7

км. Вычисленные величины перегрева внутри адвекционной ячейки и в окружающих породах не могут быть непосредственно использованы в нашей задаче, так как источник, питающий конвекцию нагретой водой (малая интрузия), может находиться на разных стадиях остывания и, кроме того, в Донбассе киммерийского времени конвекция происходила в закрытой системе. Это следует из химизма продуктов гидротермальной деятельности и вероятного наличия в то время непроницаемой крышки из пермских пород над зоной конвекции. В случае изучаемых аномалий (рис. 4.11), связанных с современной активизацией, водный поток может достигать поверхности.

Приведенная информация позволяет сформулировать основные положения схемы интерпретации аномалий. Подбираются аномальные температуры на глубине 100 м для источников тепла различного возраста. Единичный источник представлен П-образным импульсом аномальной T . Фоновая температура учитывает изменения T , созданные всеми предыдущими источниками. Начальное повышение температуры флюидом определяется с учетом T источника флюида (малой интрузии с глубиной кровли около 6-7 км), пористости и отношения объемных теплоемкостей воды и породы. Поскольку фоновая температура существенно изменяется с глубиной (от 10 до 100°C), аномальная T флюидного источника тепла непостоянна по вертикали.

В процессе подбора аномалий было установлено, что температуры в приповерхностной зоне, по которым определяется аномалия теплового потока, стабилизируются за первые десятки тысяч лет (примерно 30-70 тыс. лет для разного реального объема порового пространства). Естественно, практически приходится ориентироваться на некоторую аномальную температуру источника флюида, среднюю за рассматриваемый период. Она оказалась на 200°C выше фоновой на глубине 6 км. Температура воды, достигающей поверхности, лишь незначительно (на первые °C) отличается от обычной на поверхности. Для объяснения формы аномалий пришлось подобрать довольно сложное распределение связной пористости в проницаемой зоне. Например, в случае Кировоградской аномалии для центрального канала шириной 200 м - 0,8 %. Для обрамляющих его двух боковых зон шириной по 1 км каждая - соответственно около 0,2 % и 0,1 %. Важно, что пористость основной зоны оказалась на том же уровне, что и в модели, использованной в качестве эталона - около 1%.

Все приведенные результаты показывают, что только геотермической информации недостаточно для построения полной (глубинной) тепловой модели: в ней еще не содержится сигнал от более глубокой части источника.

Параметры гидротермальной (флюидной) системы, оказавшиеся необходимыми для объяснения аномалий теплового потока, достаточно необычны. Скорости перемещения жидкости велики для принятой величины связной пористости, хотя и не противоречат представлениям о резком росте проницаемости трещиноватых зон в условиях стресса [116], несомненно, развивающихся за счет термоупругих напряжений в районе интрузии. Но их применение неизбежно и уже оказывается необходимым в других регионах. Расчеты, выполненные авторами работы [146], привели к аналогичным результатам. Ими рассматривалась тепловая аномалия, приуроченная к одному из разломов Рейнского грабена. Параметры изученной гидротермальной системы оказались следующими: ширина проницаемой зоны - 200 м, глубина подошвы - 5,5 км, проницаемость разломной зоны - $5 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$, время стабилизации теплового поля - 77 тыс. лет. Действием такой системы удалось объяснить аномалию теплового потока, установленную при наблюдениях температуры в скважинах глубиной 0,5-1 км, - 20-40 мВт/м². Т.е. при обычной для ДДВ фоновой величине 43-44 мВт/м² интенсивность ТП в центральных частях аномалий может достигать 65-85 мВт/м². Этими

Тепловые модели тектоносферы

величинами перекрывается весь диапазон экспериментально установленных возмущений теплового потока (рис. 4.11).

4.5. Карты глубинных температур ДДВ.

Карты распределения T в пределах ДДВ построены с использованием различных данных. Для глубины 0,5 км применены результаты прямых измерений в скважинах. Для 3 км, где на региональном уровне еще не сказывается влияние процесса современной активизации, применен расчет T по глубинному ТП и из его результатов удалены внесенные поправки. На этой карте не отражены из-за их небольшого размера локальные аномалии температуры на отдельных структурах, где сказывается влияние циркуляции глубинных флюидов.

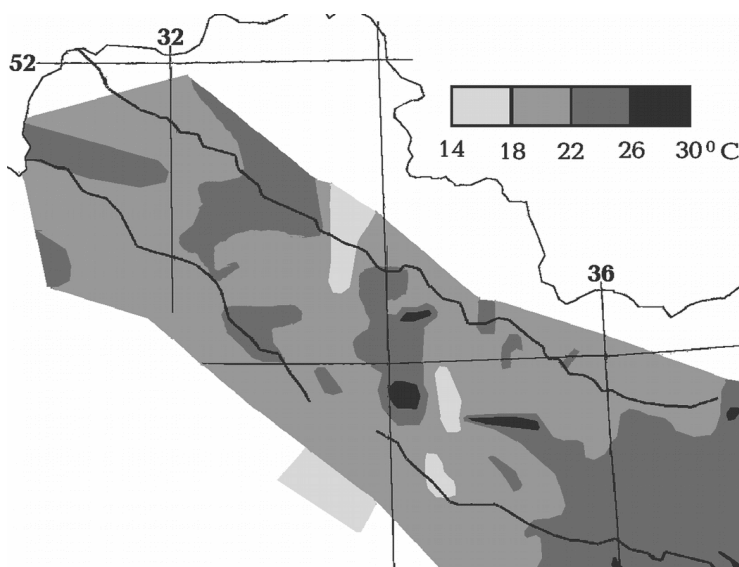


Рис. 4.19. Распределение температур на глубине 0,5 км в ДДВ.

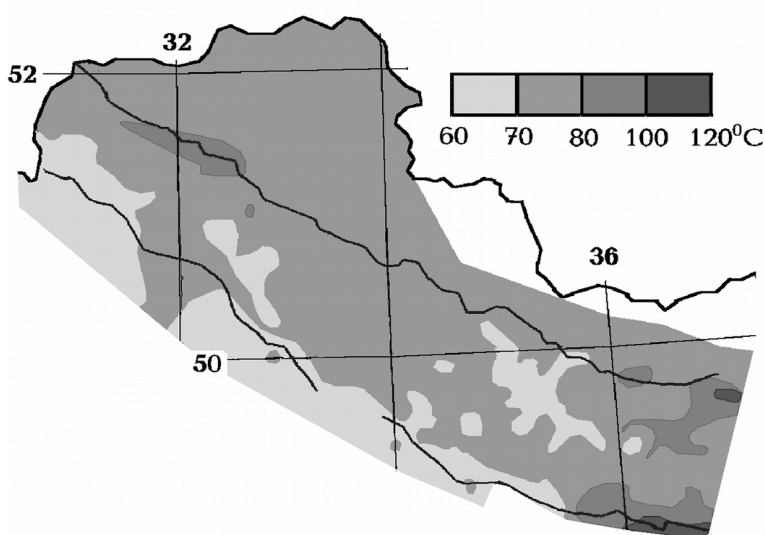


Рис. 4.20. Распределение температур на глубине 3 км в ДДВ.

Вариации T на глубине 0,5 км (14-29 °С) отчасти связаны с увеличением к югу температуры поверхности и теплопроводностью пород, но в основном обусловлены изменчивостью ТП.

Это же можно сказать и о вариациях T (60-115°С) на глубине 3 км. Расчетные величины сопоставлялись в районах наличия необходимой информации с экспериментальными данными. Полученные различия в основном не превышают 1,0-1,5°С.

Все карты температур для больших глубин построены отчасти на гипотетической основе, так как результаты расчета зависят от параметров источников тепла, связанных с современной активизацией. Район ее распространения в ДДВ предполагался ограниченным Днепровским бассейном. В Деснянском бассейне имеются отдельные аномалии ТП (не меньше, чем на остальной территории впадины), но другие признаки отсутствуют. В то же время по комплексу признаков диагностирована зона современной активизации в северной части Припятского

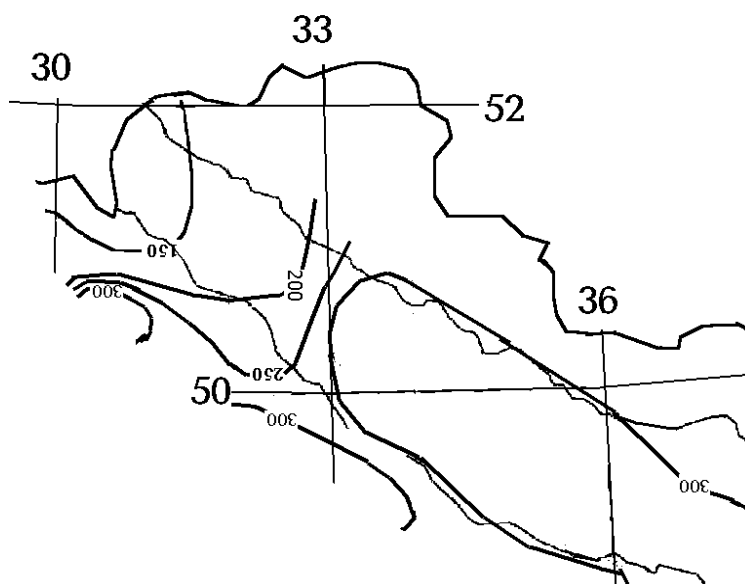


Рис. 4.21. Распределение температур на глубине 10 км в ДДВ.

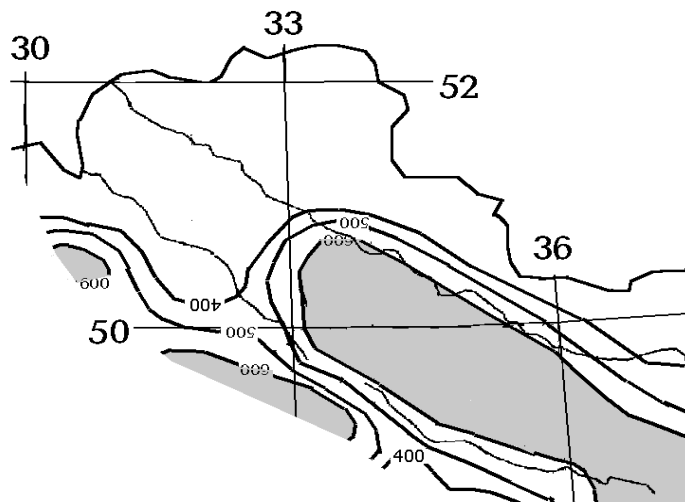


Рис. 4.22. Распределение температур на глубине 25 км в ДДВ (серым цветом показана зона частичного плавления).

Тепловые модели тектоносферы

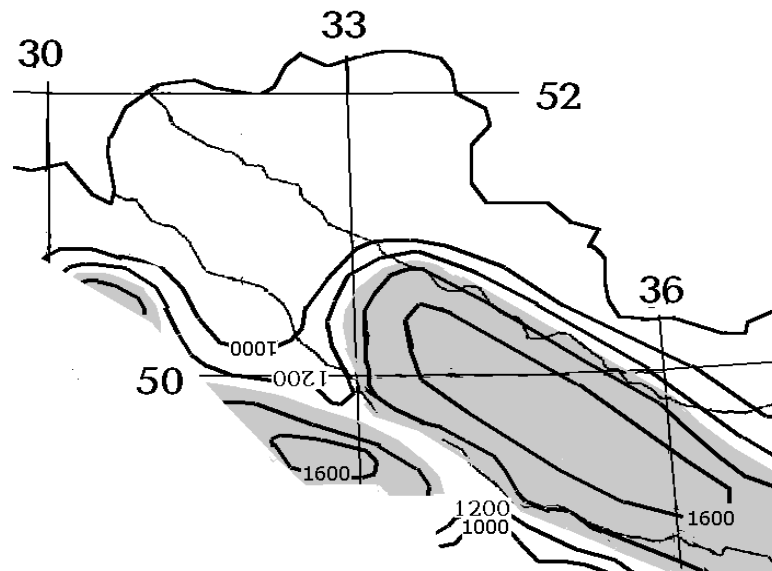


Рис. 4.23. Распределение температур на глубине 50 км в ДДВ.

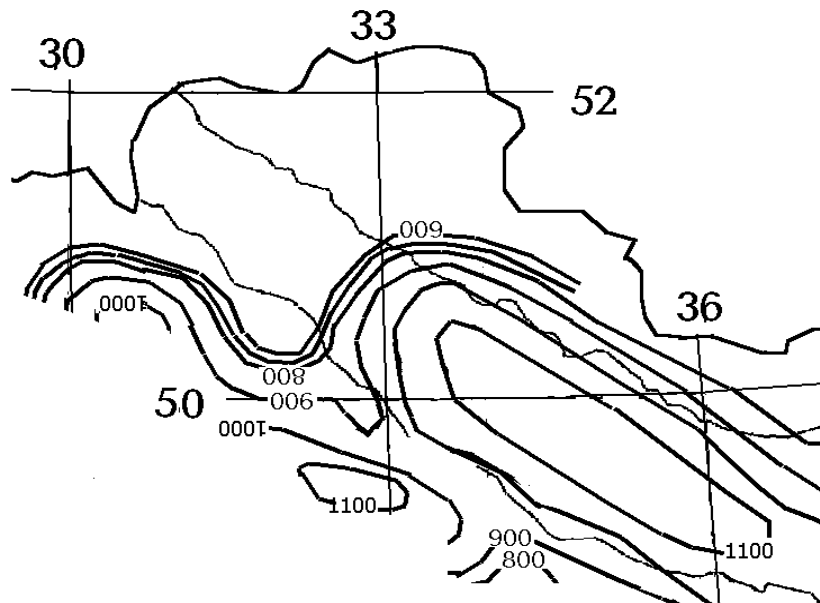


Рис. 4.24. Распределение температур на глубине 75 км в ДДВ (серым цветом показана зона частичного плавления).

прогиба. Тем не менее, считалось, что в северо-западной части ДДВ активизация отсутствует. При появлении дополнительных сведений этот вывод может быть пересмотрен. На глубине 10 км региональное влияние активизации принято заметным, что может оказаться неверным при более молодом возрасте ее коровой части.

Дифференциация глубинных температур возрастает от 3 до 10 км от 60 до 160°C.

К 25 км дифференциация растет до 300⁰С, здесь появляется регионально распространенная зона частичного плавления пород амфиболитовой фации метаморфизма. Естественно, различия в составе пород коры в различных частях ДДВ могут привести к ее ограниченному, прерывистому развитию.

На глубине 50 км температура в максимально прогретой части региона близка к солидусу мантийных пород, но, скорее всего, не превышает его. Различия между активизированными и неактивизированными частями региона достигает 550-600⁰С.

Примерно такая же дифференциация температур характеризует глубину 75 км, примерно отвечающую центру мантийного резервуара частичного плавления, возникшему при современной активизации.

4.6. Геоэнергетические ресурсы ДДВ.

Тепло Земли является полезным ископаемым, использование которого в мире в последние годы растет быстрыми темпами. Имеется некоторый опыт его практического применения и в Украине. В процессе изучения геоэнергетики территории Украины [51, 63 и др.] в ДДВ проведены исследования регионального характера, направленные на оценку плотности ресурсов (W). В соответствии с требованиями, разработанными для других полезных ископаемых, такая оценка может быть выполнена в различных вариантах: с различной степенью обоснованности и с ориентировкой на различные технологии извлечения тепла. Наиболее полно отражающей энергетический потенциал региона представляется циркуляционная технология извлечения тепла из сухих пород [49, 50, 173 и др.]. Для нее и были проведены расчеты, которые при необходимости могут быть пересмотрены с учетом требований других технологий.

По степени обоснованности ресурсы принято подразделять на перспективные (С₃) и прогнозные (Р₁ и Р₂). При оценке ресурсов категории Р₁ изучаются регионы, для которых уже в принципе ясна возможность добычи энергии. Вычисления ведутся для реальных сейчас глубин бурения (до 6 км) и учитываются требования разных потребителей энергии к температуре входа теплоносителя в теплообменник и его сброса. Перспективные ресурсы С₃ учитывают еще и экономическую целесообразность использования земного тепла, что выражается в ограничении их плотностями, при которых получаемая энергия может конкурировать с поставляемой традиционными источниками. Граница между ресурсами категорий Р₁ и С₃ смещается с изменением технологий и стоимости энергии из традиционных источников. Поэтому мы провели вычисления для всей территории ДДВ, оговорив уровень W, отражающий современное положение границы Р₁ и С₃. Кроме того расчет ориентирован на ресурсы, пригодные для использования в теплоснабжении, т.е. для добычи из гециркуляционной системы (ГЦС) воды при температуре 60⁰С и сброс ее при 20⁰С. Это - максимальные ресурсы, так как для обогрева и получения электроэнергии (пара для турбин) нужны 100-40⁰С и 210-70⁰С соответственно. Принятый подход позволяет использовать признанные в мире результаты экономических оценок, выполненных в Массачусетском технологическом институте [173]. Они свидетельствуют о достижении рентабельности получения геотермальной энергии ГЦС для наиболее совершенных технологий при уровне геотермического градиента 2,0-2,5⁰С/100 м. Пример практического использования тепловой энергии в районе с такой величиной γ имеется и в Украине.

Расчет плотности тепловых ресурсов выполняется так [50 и др.]: $W = N \cdot K \cdot c \cdot \Delta T (H_3 - H_6)$, где N - норма расхода топлива на товарное тепло - 0,34·10⁻¹⁰т у.т./Дж, K - коэффициент температурного извлечения (принят в [50] равным 0,125. Расчет в [41] показал, что K составляет при $\gamma = 0,02 - 0,108, 0,03 - 0,127$), cσ - объемная теплоемкость пород, ее можно

Тепловые модели тектоносферы

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 которой определена нижняя T . Соответственно $W = 0,000425(H_3 - H_b)$ в т у.т./м² при H в м. Глубина H_b - это та, температура на которой обеспечивает среднюю T в интервале $H_3 - H_b$, равную 60°С. Она определяется как $(T_3 - T_T)/0,5 \mathcal{Y}$, где T_T - температура теплоносителя, \mathcal{Y} - средний геотермический градиент в интервале. При высокой T в нижней точке оказывается, что верхняя точка попадает выше поверхности. Для недопущения этой ситуации для T 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 в средней T добываемой воды и стандартной величиной 60°С. Она создает дополнительный множитель в формуле расчета W , составляющий $(T_{cp} - 20)/40$.

Т.о. задача сводится к расчету T для данного региона (данного 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 T дает вариации значений W до $\pm 4\%$ (например, при замене 8°С на $6 \div 10$ °С). Поэтому в принципе можно в каждом регионе ввести одну T_0 при расчете T по ТП. Расчет глубинных температур по значениям глубинного ТП (наблюденные значения для этой цели непригодны, так как речь идет о больших глубинах, где их использование приведет к значительным ошибкам) в регионах выполнялся для стационарного распределения, из расчетных T исключались внесенные поправки. Для вычислений использовались значения средних λ в 4-х интервалах глубин, которые представлены в табл. 4.3 (в Вт/м·°С).

Таблица 4.3.

ΔH , км	Грабен ДДВ	Борта ДДВ	Склоны УЩ и Воронежского массива
0-1,5	1,8	1,8	1,7
1,5-3	2,05	2,05	2,65
3-4,5	2,2	2,65	2,65
4,5-6	2,3	2,65	2,65
0-6	2,07	2,22	2,32

Предлагаемый метод расчета глубинных T содержит очевидные источники погрешностей, прежде всего - неучет реальных значений теплопроводности в точке вычисления. Поэтому были проведены сравнения расчетных и измеренных T на максимальных глубинах измерений в скважинах ДДВ. Различия не превышают первых градусов, т.е. погрешности расчета T не могут заметно сказаться на определении величины W , прогнозируемая ошибка - 5-10 %, что сравнимо с погрешностью ТП.

Определим уровень W , ограничивающий районы с плотностью ресурсов категории C_3 . Для минимального геотермического градиента 2°С/100 м он составляет 2,5 т у.т./м², что в ДДВ отвечает ТП 42 мВт/м², уровень 3 т у.т./м² достигается при 46 мВт/м², 4 т у.т./м² - при 54 мВт/м², 5 т у.т./м² - при 62 мВт/м². На бортах впадины уровень ТП для того же значения W на 2- 3 мВт/м² выше.

Представляет некоторый интерес сравнение величин 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 к.п.д. преобразования в полезное тепло 0,8). Примем такие

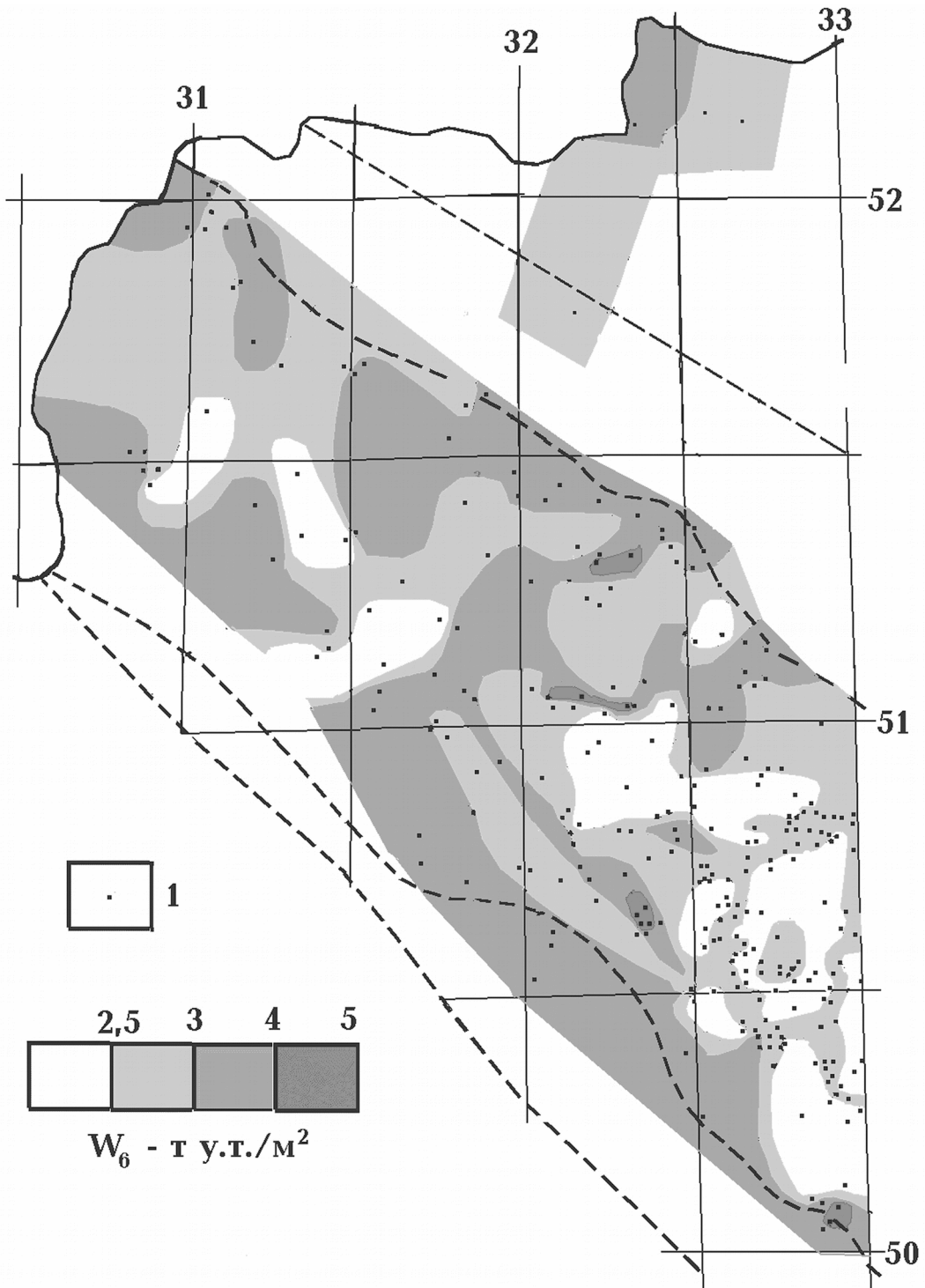


Рис. 4.25. Распределение W_6 (в т у.т./м²) в северо-западной части ДДВ.
1 - пункты определения W_6 .

Тепловые модели тектоносферы

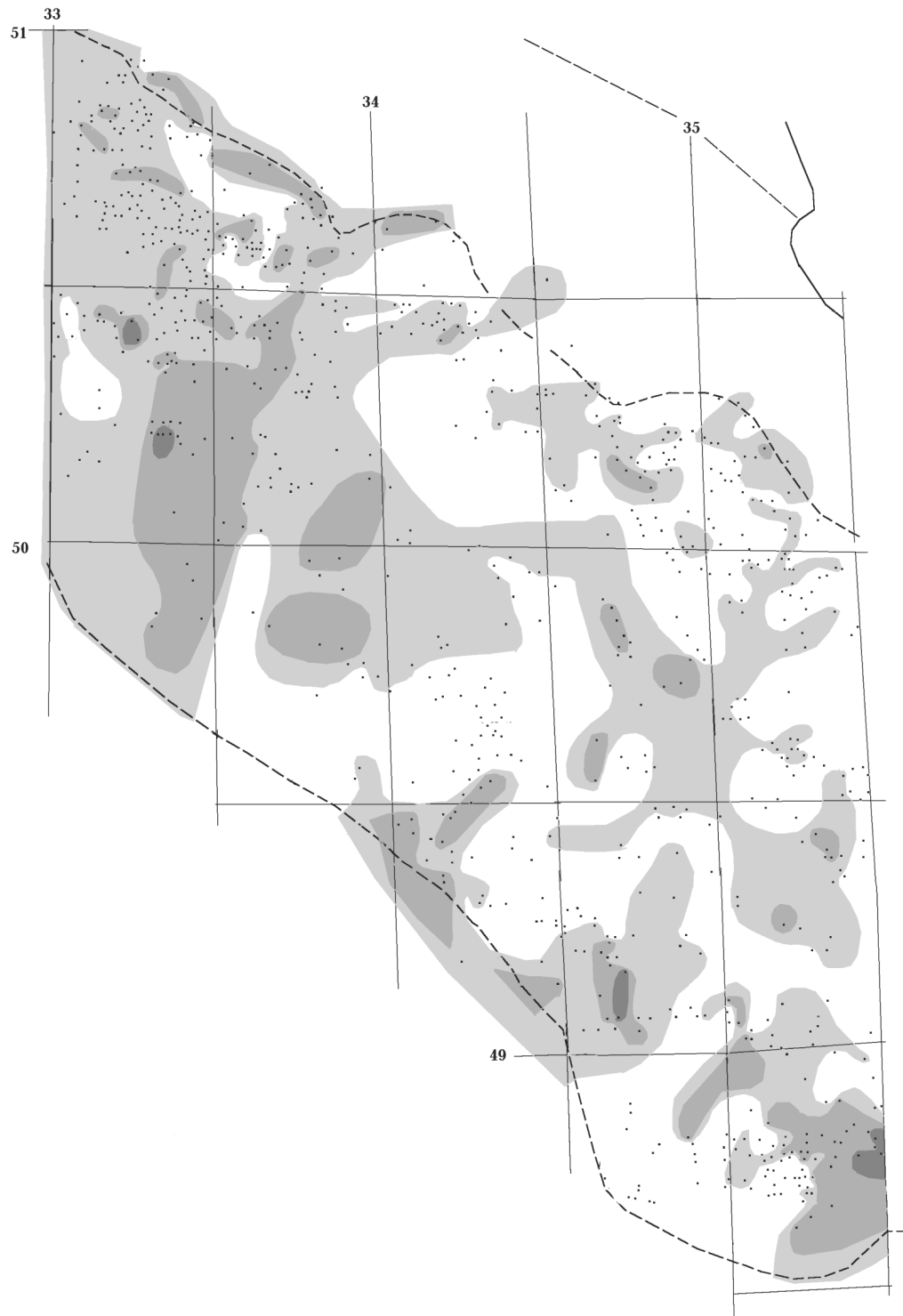


Рис. 4.26. Распределение W_6 (в т.у.т./ m^2) в юго-восточной части ДДВ.
Усл. обозначения см. на рис. 4.25.

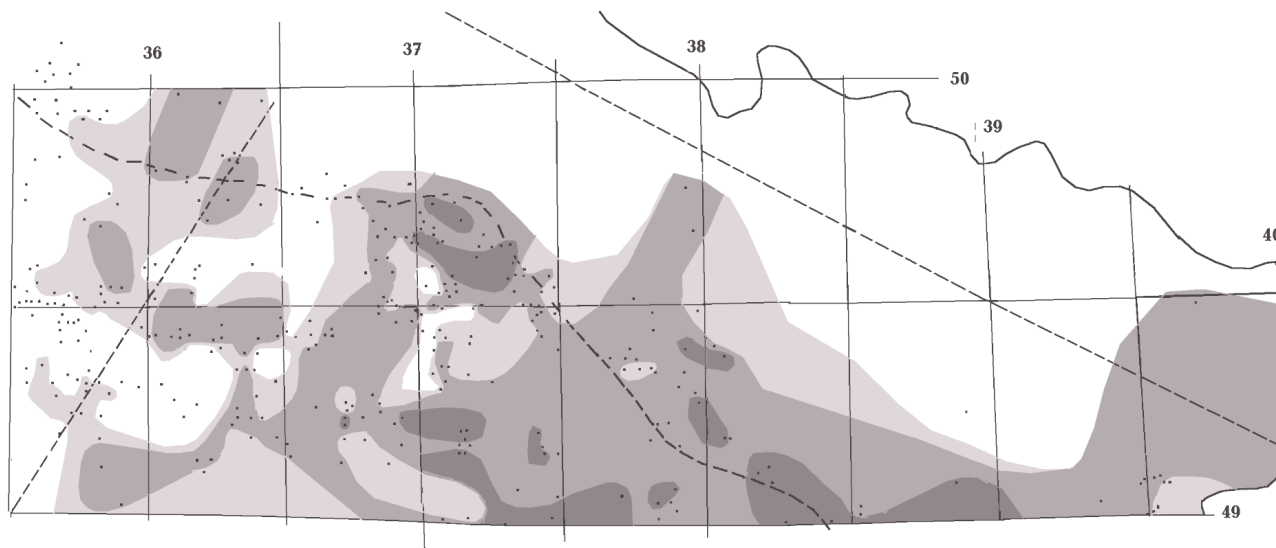


Рис. 4.27. Распределение W_6 (в т у.т./м²) в переходной зоне от ДДВ к Донбассу и на северной окраине Донбасса.

Усл. обозначения см. на рис. 4.25.

реальные параметры месторождения: мощность продуктивного слоя - 180м, пористость пород коллектора - 0,15, коэффициент заполнения пор - 0,75, коэффициент извлекаемости - 0,37, плотность нефти - 0,8 т/м³. Получаем 8,8 т у.т./м². 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 ряде районов ДДВ (см. ниже) с сосредоточенной в традиционно используемых месторождениях углеводородов. Площади распространения ее несопоставимо больше.

Приведенный выше расчет К предусматривает "одноразовую" методику добычи тепла. В этом смысле величина W (W_6) представляется резко заниженной. Очевидно, что извлечение энергии можно продолжать и после исчерпания ее источника на глубине 5,5-6 км (возможно, без бурения дополнительных скважин). Возможным представляется получение энергии с глубин не менее 2,5-3 км при геотермическом градиенте 2⁰С/100 м. Для W_6 более 2,5 т у.т./м² $W_3 = 0,53(W_6 - 1,5)$ и $W_{4,5} = 0,78(W_6 - 0,8)$. В условиях ДДВ "полные ресурсы" превышают W_6 в 4,5 раза.

Результаты расчетов величины W_6 в ДДВ, переходной зоне к Донбассу и в северном Донбассе представлены на рис. 4.25-4.27. На изученной территории ДДВ и ее бортов (всего около 46 тыс. км²) рентабельные геотермальные ресурсы установлены на 64% площади. За ее пределами средняя величина W_6 составляет примерно 2 т у.т./м². На площади распространения ресурсов категории C_3 средняя величина W_6 - 3,1 т у.т./м². Полные известные ресурсы геотермальной энергии ДДВ составляют $1,2 \cdot 10^{11}$ т у.т., рентабельные - около $0,9 \cdot 10^{11}$ т у.т..

Относительно мало распространены площади с высокими значениями W_6 (более 4 т у.т./м²), но именно эти территории нуждаются в более детальном изучении и, возможно, некотором изменении как подхода к оценке ресурсов, так и наиболее перспективной схемы их эксплуатации. Ведь именно в этих местах (см. выше) к поверхности приближаются глубинные напорные нагретые флюиды, поэтому расчет глубинных температур должен выполняться по

Тепловые модели тектоносферы

схеме, отличной от использованной. Заметный рост значений W наблюдается (рис. 4.26-4.27) в переходной зоне к Донбассу.

Как отмечено выше (см. гл. 1) суммарные запасы углеводородов в ДДВ и северном Донбассе составляют $0,035 \cdot 10^{11}$ т.у.т., т.е. они в 25 раз меньше геотермальных ресурсов. Поэтому представляется необходимым продолжить изучение геотермии впадины, в пределах которой располагаются многие крупные города Украины – потенциальные потребители нового экологически чистого вида энергоресурсов.

Глава 5. Геоэлектрические модели тектоносферы

Геоэлектрические исследования направлены на выявление аномалий проводимости, связанных с тектоническими процессами в недрах Земли и обусловленных ими месторождений полезных ископаемых. Рассматриваются изменения удельного электрического сопротивления (у.э.с., ρ), обусловленные минеральным составом горных пород, мерой заполнения их пор флюидами с разной ρ , вариациями агрегатного состояния пород под действием температуры и давления. В главе приводится модель распределения у.э.с. (геоэлектрическая модель) на территории Днепровско-Донецкой впадины для глубин земной коры и верхней мантии.

Приведенные ниже данные получены на основе интерпретации результатов зондирований с использованием вариаций естественного электромагнитного поля Земли, источники которых находятся в ионосфере или магнитосфере. Глубина проникновения поля ($\delta = \lambda / 2\pi$) зависит от периода (Т) вариаций, поэтому для исследования от поверхности до глубин сотен километров приходится использовать вариации поля от долей секунды до многолетних (миллионы секунд). Естественно, что электромагнитное поле длиннопериодных вариаций охватывает большие объемы, которые характеризуются длиной волны в слое ($\lambda = \sqrt{10 \rho T}$). В зависимости от используемых компонент электромагнитного (в дальнейшем магнитотеллурического - МТ) поля зондирования подразделяются на магнитотеллурические и магнитовариационные. Магнитотеллурические зондирования (МТЗ) используют горизонтальные электрические и магнитные компоненты поля, а магнитовариационные – только три магнитные компоненты. В работе учитываются результаты обоих способов зондирования. Для исследования Земли с одномерным распределением проводимости достаточно наблюдений в одном пункте, при наличии неоднородностей проводимости схема наблюдений усложняется. При обнаружении и изучении горизонтальных неоднородностей проводимости, кроме магнитотеллурического зондирования, используется метод магнитовариационного профилирования (МВП).

Несмотря на большой объем геоэлектрических исследований в печати отсутствуют геоэлектрические модели территории ДДВ. Имеется сообщение о 2D моделировании МТ данных вдоль профиля Полесское-Речица [11], устное сообщение А.И. Ингерова о 2D моделировании вдоль 2 профилей, расположенных в юго-восточной части ДДВ. В последние годы на основании карт S_{oc} (приведенных в [57, 58]) было проведено квазитрехмерное пленочное моделирование [8, 52], результаты которого были сопоставлены с магнитовариационными параметрами.

5.1. Методика геоэлектрических исследований.

Магнитовариационные зондирования (МВЗ). При МВЗ импеданс или кажущееся сопротивление (ρ_k) оценивается из соотношения вертикальной и горизонтальных компонент вариаций МТ-поля. Используют спокойные солнечно-суточные Sq-вариации и Dst-вариации (мировые геомагнитные бури).

Ближайшим к территории ДДВ пункт МВЗ (рис. 5.1) - обсерватория Киев (КИВ). Экспериментальные результаты здесь были получены с использованием поля: Sq-вариаций [164] для периодов 21600, 43200 с и 86400 с; Dst-вариаций, в диапазоне периодов от 320000 до 44930000 с [169].

Геоэлектрические модели тектоносферы

Магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) и магнитовариационное профилирование (МВП) основаны на представлении внешнего источника МТ-поля как плоской волны, падающей на горизонтально-слоистую Землю. Горизонтально-слоистая модель часто не соответствует реальному геоэлектрическому строению среды. В результате взаимодействия геоэлектрических неоднородностей с МТ-полем возникают различного рода эффекты, которые по-разному отражаются на магнитных и электрических компонентах поля. Наиболее значительными являются индукционный и гальванический.

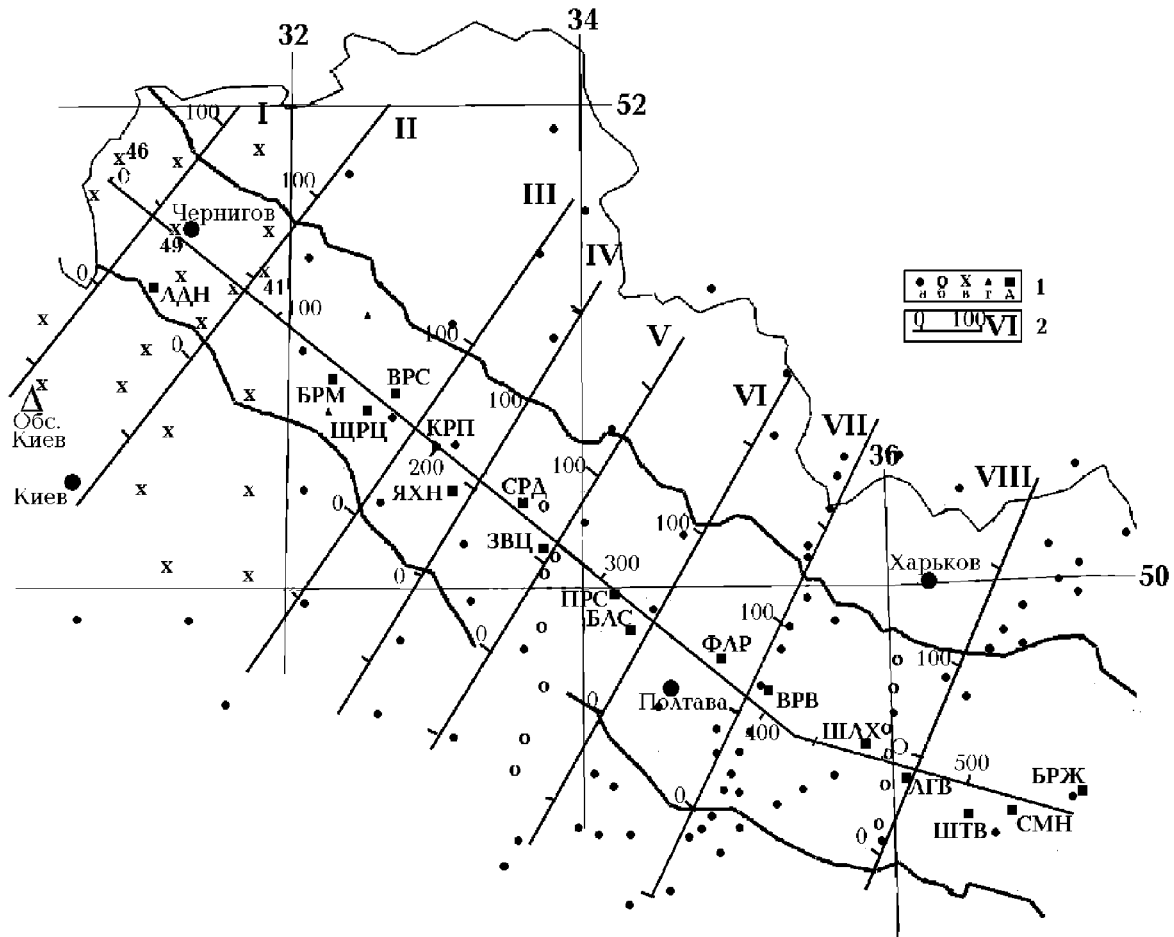


Рис. 5.1. Расположение пунктов наблюдений (1: а – по [48, 57, 58], б – по [115], в – по [132, 133], г – по [1], д – ИГФ НАНУ [83-85, 114]), использованных для построения глубинного геоэлектрического разреза. 2 – границы Днепровского грабена. 3 – профили 2D моделирования.

Индукционный эффект связан с перераспределением теллурических токов между вмещающей средой и аномалиями электропроводности. На кривых МТЗ он проявляется в виде слоев, зависит от частоты и исчезает с увеличением периода регистрации. В общем случае для его учета требуются площадные наблюдения и применение трехмерных программ моделирования, которые могут частично решить эту проблему. Для источника поля в виде плоской волны вертикальная компонента равна нулю на поверхности Земли. В этом случае наличие вертикальной компоненты и различий в горизонтальных компонентах на близлежащих

пунктах может быть обусловлено индукцией тока в геоэлектрических неоднородностях. Метод МВП и основан на поиске аномального поведения МТ-поля.

Гальваническое искажение МТ-поля приводит к статическому смещению амплитудных кривых МТЗ. Для исключения этого эффекта используется нормализация - восстановление нормального положения низкочастотных ветвей, отражающих электропроводность нижних частей тектоносферы. Предполагается, что на глубинах, превышающих 400 км, горизонтальные изменения ρ малы и кривые МТЗ разных районах должны сливаться на периодах более 3 часов. Практически обычно нормализация заключается в смещении низкочастотных частей кривых по вертикали до совмещения с R_0 , соответствующих региональному геоэлектрическому строению региона исследований (в случае согласия фазовых кривых МТЗ с опорной кривой). Для ДДВ в этом качестве использовались результаты МВЗ на обсерватории Киев.

Существуют разные подходы к интерпретации кривых МТЗ. Нами выбрана методика, основанная на интерпретации кривых в главных направлениях [169]. По полярным диаграммам основного и дополнительного импеданса находятся направления, в которых величина основного импеданса во много раз превосходит дополнительный. Эти направления и называются главными. При таком подходе полученные данные наиболее адекватны представлениям теории магнитотеллурического зондирования.

В методе МВП применяются результаты обработки в одной точке либо сравнение магнитных компонент по площади (профилю). Результаты обработки в одной точке обычно основаны на соотношении, связывающем вертикальную составляющую магнитного поля через передаточные функции с его горизонтальными составляющими: $H_z = W_{zx} H_x + W_{zy} H_y$, где все компоненты - комплексные величины. В этой работе передаточные функции (W_{zx} и W_{zy}) представлены в виде реальной C_u ($C_u = \text{Re } W_{zx} + \text{Re } W_{zy}$) и мнимой C_v ($C_v = \text{Im } W_{zx} + \text{Im } W_{zy}$) частей. На карте C_u и C_v представляются как индукционные стрелки (положительные значения их азимута откладываются от направления на север по часовой стрелке). Для модели тонкого слоя вычислялись реальные ($\text{Re}W_{zx}$, $\text{Re}W_{zy}$) и мнимые ($\text{Im}W_{zx}$, $\text{Im}W_{zy}$) части передаточных функций. По соотношению векторов C_u и C_v можно сделать ряд важных выводов о геоэлектрическом строении в окрестностях пункта наблюдений.

Между проводящими объектами и аномалиями магнитовариационных параметров существуют соотношения, определяемые законом Био-Савара. Над средней частью вытянутого проводника модуль индукционной стрелки близок к нулю, слева и справа от его краев появляются экстремумы. Расстояние между экстремумами увеличивается с увеличением глубины объекта. Реальная часть вектора C меняет знак и имеет минимум слева и максимум справа относительно середины проводника. Поэтому при близком по латерали или вертикали расположении проводников в связи с суперпозицией полей указанные выше соотношения для индукционных стрелок могут сильно изменяться.

Согласно результатам 2D моделирования известно, что максимум частотной характеристики индукционного вектора сдвигается в область тем больших периодов, чем больше интегральная проводимость всех проводящих объектов, вызывающих магнитовариационную аномалию.

И.И. Рокитянским [113] был предложен параметр $G = h \cdot L / \rho$, где h и L - мощность и ширина слоя постоянного сопротивления в м, ρ - в Ом·м, определяющий оценку продольной проводимости сечения аномалеобразующего тела.

5.2. Результаты геоэлектрических исследований.

За последние 20-30 лет на территории ДДВ и ее склонов вплоть до Украинского щита (УЩ) на юго-западе и Воронежского массива (ВМ) на северо-востоке производственными геофизическими организациями (под руководством А.И. Ингерова [57, 58] и В.И. Трегубенко [132, 133], С.П. Харченко [115]) выполнены наблюдения МТ-поля более чем в 100 пунктах. Далее они именуется региональными. Проводены исследования и сотрудниками ИГФ НАНУ (с участием авторов) [1, 83, 84, 114]. Регистрация производилась: производственными организациями цифровыми электроразведочными станциями ЦЭС-2, а ИГФ НАН Украины аналоговой магнитоэлектрической станцией МЭВС (до 2000 г) и цифровыми магнитотеллурическими станциями конструкции ИГФ Польской АН [158] и GEOMAG-02 [110]. Оси наблюдений ориентировались: при производстве региональных МТ-исследований по азимутам 20 и 110°, для пунктов ИГФ НАНУ - на север и восток.

Результаты МТЗ производственных организаций опубликованы в виде кривых ρ_k и фаз импедансов в направлении измерительных линий, в основном, в диапазоне периодов от 0.1 до 900 с. В работах [57, 58, 115] магнитовариационные параметры представлены только в виде модулей (W_{zx} и W_{zy}), в [132, 133] в виде $W = \sqrt{|W_{zx}|^2 + |W_{zy}|^2}$ и азимута этого значения. Кроме того, в [132, 133] приведены карты C_u и C_v для двух периодов - 150 и 1000 с. Согласно измерительным линиям параметр W_{zy} соответствует току, текущему вдоль впадины (т.е. ТЕ-моду). Для сопоставления с результатами моделирования были взяты: W_{zy} для данных по [57, 58, 115], W для данных по [132, 133]. Т.к. записи МТ-поля с помощью ЦЭС-2 велись на магнитную ленту, их невозможно использовать для переобработки с помощью современных программ.

Используемые в работе результаты МВП ИГФ НАНУ, проведенного с помощью аналоговой станции, были получены авторами путем оцифрования осциллограмм и их дальнейшей обработки. Для этого осциллограммы были отсканированы с плотностью, позволившей уверенно оцифровать записи компонент МТ поля с шагом 3,5-45 с. Минимальная длина реализаций на всех пунктах составляла 72 часа.

Полученные авторами цифровые записи вариаций МТ-поля были обработаны по единой схеме с использованием различных методик - [72, 169, 175 и др.], что позволило существенно расширить частотный диапазон интерпретационных параметров и впервые дать количественную оценку погрешности полученных данных. В результате такой обработки были определены главные направления матрицы импеданса и в этих направлениях были построены кривые МТЗ, используемые для дальнейшей интерпретации. Кривые МТЗ (называемые в дальнейшем глубинными магнитотеллурическими зондированиями - ГМТЗ) и индукционные параметры определены в диапазоне периодов от 20-60 с до 6400-10800 с (меньшие значения относятся к результатам, полученным из аналоговых данных). Значения C_u и C_v определены с погрешностью: на пунктах с цифровой записью 0.02-0.04 и 3°-5°, с аналоговой записью - 0.04-0.07 и 5°-10° (соответственно для модулей и их азимуты). Погрешность определения у.э.с. и фазы кривых ГМТЗ в большинстве случаев не превышает 10 %.

5.2.1. Двумерное (2D) моделирование. Интерпретация всех экспериментальных данных выполнена по двум программам двумерного моделирования разработанным на основании строгого конечно-разностного алгоритма: в ИФЗ РАН И.М.Варенцовым и

Н.Г. Голубевым [14] (прямая задача) и К. Новожинским в Институте геофизики Польской АН (включающей прямую и обратную задачи), важной особенностью которой является ее удобный графический интерфейс, созданный П.Ю. Пушкаревым (МГУ, Россия), позволяющий проводить интерпретацию в интерактивном режиме [100].

Экспериментальные данные. Данные МТЗ. Как отмечалось выше, для региональных МТЗ по отношению к простиранию ДДВ кривые ρ_{xy} являются продольными, а кривые ρ_{yx} - поперечными. Зачастую трудно установить ориентировку измерительных линий на пунктах МТЗ, удаленных от бортов ДДГ, что может приводить к невозможности сопоставления результатов моделирования с экспериментальными данными. Полученные авторами кривые ГМТЗ хорошо согласуются с расположенными вблизи них региональными кривыми МТЗ северо-западной линии Перещепино-Валки. Юго-восточнее полученные поперечные кривые ГМТЗ (азимут около 20°) резко отличаются от таковых для региональных кривых.

Всего было использовано около 140 кривых МТЗ (рис. 5.1). Сопоставление кривых, полученных с помощью различной аппаратуры в близлежащих пунктах на территории ДДВ, показало довольно хорошее согласие и поэтому на одном из профилей использовались амплитудные кривые МТЗ [1], полученные аналоговой станцией в двух пунктах.

Основной объем измерений выполнен в диапазоне периодов от 0.1-1 с до 625-900 с, поэтому моделирование на 5 профилях было проведено для 8 периодов в диапазоне от 1 до 900 с, что позволило полностью описать основные особенности поведения кривых МТЗ. На пр. VII [58] экспериментальные данные позволили провести моделирование на 8 периодах в диапазоне от 1 до 1225 с, а в северо-западной части ДДВ [133] - на 9 периодах в диапазоне от 1 до 1600 с. Только для северо-западной части ДДВ большинство фазовых кривых импедансов начинаются с 1 с, для остальной территории они начинаются в лучшем случае с 4 с.

Магнитовариационные данные. Параметр W_{zy} соответствует току, текущему вдоль впадины (ТЕ-модель). Для сопоставления с результатами моделирования были использованы: $|W_{zy}|$ для данных [57,58] и $|W|$ для данных [132, 133]. Магнитовариационные параметры на первых двух поперечных профилях (рис.5.1) представлены, в основном, в диапазоне периодов от 25 с до 1600 с, на остальных профилях - от 1-4 с до 900-1600 с. Наблюдаемые значения реальных ($C_{\text{регр}}$) и мнимых ($C_{\text{вехр}}$) частей индукционных стрелок на профиле вдоль оси ДДГ были спроецированы на линию профиля, причем положительными считались значения, азимут которых составлял от 20° до 200° (ноль направлен на север).

Построение интерпретационной модели. Для составления первоначальной интерпретационной модели использовалась априорная геолого-геофизическая информация о строении региона и качественный анализ экспериментальных данных. Априорная информация о строении ДДВ заключается в следующем:

а) простирание ДДВ около $S110^{\circ}E$ и на севере ему соответствует простирание УЩ. Простирание Воронежского массива и УЩ восточнее Черкасс ближе к широтному;

б) во впадине широко распространены соленосные отложения перми и девона;

в) при составлении геоэлектрических моделей почти для всех профилей использовались геологические разрезы, приведенные в [3] и на рис. 1.6-1.9.

г) анализ величин ρ пород впадины по данным измерений на образцах, различных видов каротажа, АМТЗ и др. дал такие результаты.

Изучены ρ образцов пород осадочного слоя ДДВ, поры которых были насыщены соевым раствором с концентрацией NaCl около 140 г/л при комнатной температуре [6 и др.]. Эта концентрация выбрана как близкая к средней для большей части мезо-палеозойского разреза впадины. Разрез был разбит на слои мощностью 400 м (что соответствует средней мощности ячеек при 2D моделировании - см. ниже) и вычислены средние эффективные у.э.с. ($\rho_{\text{эф}}$) каждого слоя. Для получения этого параметра совокупность данных для каждого интервала (от 12 до 186 значений - см. табл. 5.1) обработана по известной формуле Шенкланда-Ваффа (как и все приводимые ниже данные каротажа и АМТЗ). Естественно, полученные величины существенно

Геоэлектрические модели тектоносферы

отличаются от средних значений ($\rho_{\text{ср}}$) в меньшую сторону (табл. 5.1). На следующем этапе значения у.э.с. были приведены к естественным условиям залегания пород добавлением температурной поправки ($\rho_{\text{т}}$) [106]. Видно (табл. 5.1, рис. 5.2), что на глубинах более 1 км в осадочном чехле впадина присутствует мощный слой низкого удельного сопротивления. Его подошва едва ли может быть установлена по данным об у.э.с. образцов пород, т.к. с глубин около 3 км в коллекции начинают преобладать высокопористые образования, представляющие только коллекторы. Поэтому ρ среды в целом явно выше, чем устанавливаемое по образцам. Кроме того, на этих же глубинах уже может сказываться влияние глубинных вод, для которых характерна минерализация 1-10 г/л [88 и др.]. Указанные причины могут привести к увеличению ρ на порядок. Поэтому область применения полученных по образцам данных ограничена верхними 3 км.

Таблица 5.1.

Интервал глубин, км	Кол-во образцов	$\rho_{\text{ср}}$	$\rho_{\text{эф}}$	$\rho_{\text{т}}$
0,6 – 1,0	14	23	13	12
1,0 - 1,4	12	8	2	2
1,4 - 1,8	20	10	3	3
1,8 - 2,2	139	6	4	3
2,2 - 2,6	186	7	3	2
2,6 – 3,0	113	11	6	3
3,0 - 3,4	81	9	5	2
3,4 - 3,8	54	12	5	2

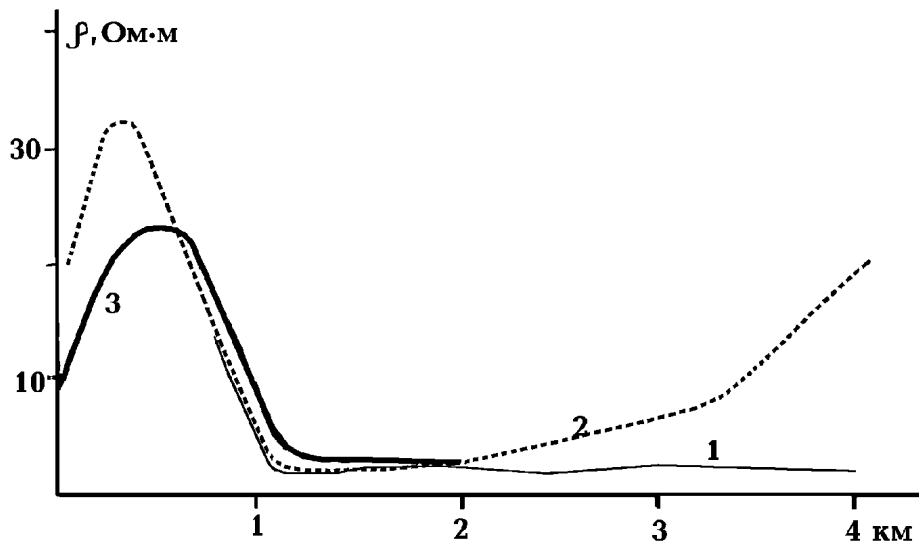


Рис.5.2. Распределение ρ с глубиной в осадочных породах региона по измерениям на образцах (1), по данным каротажа (2) и АМТЗ (3).

Рассмотрены данные о ρ пород осадочного чехла ДДВ по различным видам каротажа. Они неплохо согласуются между собой и с данными по образцам (табл. 5.2, сопоставление

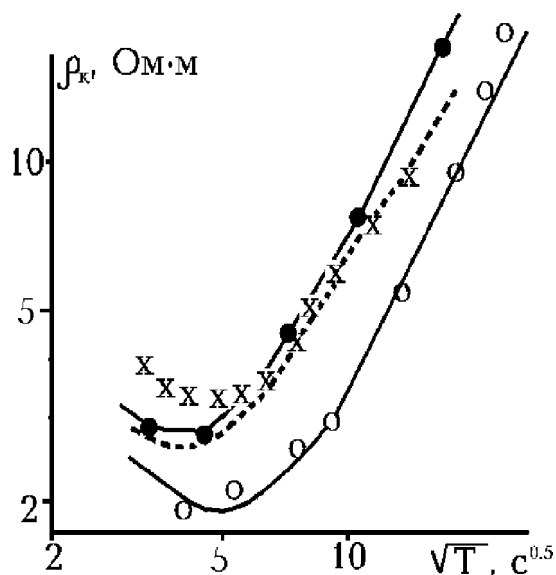
проведено по Дружелюбовской и Крестищенской площадям) [6, 61 и др.], поэтому для построения осредненной зависимости сопротивления от глубины были использованы результаты каротажа КС по примерно 20 скважинам в регионе. Они демонстрируют наличие в разрезе 4 этажей с разным ρ : 1 - низким непосредственно у поверхности Земли, 2 - повышенным в интервале глубин 200-800 м, 3 - низким, примерно до 3000 м, 4 - возрастающим на глубинах более 3000 м. На глубинах 5000-6000 м сопротивление достигает многих десятком Ом·м, но здесь построение осредненного разреза лишено смысла из-за сильных индивидуальных различий между данными по разным частям региона.

Таблица 5.2.

Интервал глубин, км	Величина ρ (Ом·м) по данным			
	ИК	КС	БКЗ	Образцы
1,15 - 1,54	0,75		0,65	
1,70 - 1,72	1,5		1,2	
1,65 - 1,85	1,0		0,9	0,8
1,81 - 1,88		4,9		3,2
2,2 - 2,25		6,1		5,0
3,46 - 3,65		22,1	19,3	19
3,67 - 3,86		14,4	12,4	
5,0 - 5,2		19,5	16,8	

Еще одну группу данных образуют результаты исследований методом аудиоМТЗ (АМТЗ) [8] в диапазоне периодов от 0,3 до 1с на одном из участков региона. Они дают возможность представить распределение ρ в верхней части осадочной толщи (фиксируемый ими разрез локален в отличие от рассмотренной выше обобщенной информации). Полученные значения неплохо согласуются с результатами каротажа скважин на участке [8]. Близки они и величинам ρ , полученным по образцам пород и по осреднению данных КС (рис. 5.2).

Степень согласования результатов МТЗ с данными каротажа (и, соответственно, образцов и АМТЗ) можно продемонстрировать на примерах МТЗ, проведенных в диапазоне периодов от 10 с до 200-250с около глубоких скважин, в которых выполнен КС (рис. 5.3). Видно, что



расчетные кривые МТЗ (вычисленные по значениям у.э.с. и мощностям слоев в соответствии с результатами интерпретации КС) хорошо согласуются с наблюдаемыми кривыми ρ_{max} (что соответствует продольным кривым в центральной части проводящего включения).

Рис. 5.3. Сопоставление кривых МТЗ в трех пунктах по данным Г.Н. Ткачева. Расчетные - линии, наблюдаемые ρ_{max} - точки и кресты.

Соответственно приведенным данным геоэлектрический разрез ДДВ можно представить в следующем виде: 1 слой с ρ 10-15 Ом·м (терригенные породы от четвертичных до среднего

мела), 2 слой - ρ в среднем 30 Ом·м (песчано-карбонатные отложения мела и юры), 3 слой с у.э.с. меньшим 4 Ом·м (объединяет терригенные отложения от юры до каменноугольных включительно). Пермские и девонские соленосные отложения, ρ которых меняется от первых сотен до тысяч омметров.

У.э.с. пород верхних 100-400 м в стартовых моделях на всех профилях были взяты согласно априорным данным. Параметры вмещающей среды (кристаллической земной коры и верхней мантии) взяты согласно 1D инверсии совместных данных глубинных МТЗ и МВЗ в обсерватории Киев [167]. По оси x шаг моделирования для всех моделей составлял 5 км в пределах грабена (ДДГ) и 10-15 км на бортах впадины. Нулевой пикет на всех профилях совмещен с юго-восточным бортовым разломом. По вертикальной оси шаг моделирования составлял 200-500 м для верхних 3-5 км и доходил до 1000-2000 м на больших глубинах. По вертикали шаг моделирования для профиля вдоль оси ДДВ составлял 100-200 м для верхних 1300 м, 400 м до глубины 4 км, 800 м до 13 км и 1000-5000 м на глубинах до 24 км; для частей профилей на УЩ составлял 100-200 м для верхних 1400 м, 400 м до глубины 3 км, 2000-8000 м на глубинах от 6 до 50 км. Такие геометрические параметры модели позволяют хорошо учесть латеральные изменения сопротивлений в районе каждого пункта наблюдений и поведение магнитотеллурического поля на соответствующих глубинах.

Методика моделирования. Принято, что поперечные кривые МТЗ, отвечающие Н-поляризации (ТМ-мода), хорошо разрешают структуру осадочного чехла и ρ высокоомных слоев разреза. Продольные кривые МТЗ и магнитовариационные параметры, отвечающие Е-поляризации (ТЕ-мода), хуже разрешают структуру осадочного чехла, но более чувствительны к проводящим слоям и зонам в земной коре. На основании сказанного прямая задача по программе моделирования авторов [14] методически выполнялось в три этапа.

На первом - проводился подбор моделей, удовлетворяющих амплитудным поперечным кривым МТЗ. Затем сопоставлялись амплитудные продольные кривые и модели корректировались. Процесс подбора заканчивался при условии согласия модельных и наблюдаемых кривых обеих поляризаций в максимальном диапазоне периодов или, если данные по поляризациям требовали взаимоисключающих моделей (например одно из МТЗ на пр II, где по ТМ-моду требуется увеличить проводимость осадков, а по ТЕ-моду - уменьшить ее). На последнем этапе проводилось сопоставление модельных и наблюдаемых значений магнитовариационного параметра W_{zy} . По характеру затухания магнитного поля удалось обосновано уменьшить проводимость осадков на некоторых профилях, особенно на северо-восточном борту ДДВ (там, где отсутствуют наблюдения).

При моделировании учитывалось в первую очередь согласие модельных и экспериментальных данных в диапазоне периодов 900-1600 с, для которых условие двумерности модели выполняется наилучшим образом. Подбор параметров моделей осуществлялся таким образом, чтобы выполнялись следующие условия: максимальные размеры блоков модели с постоянным у.э.с.; максимально возможное у.э.с. блоков модели. При построении моделей глубины залегания подошвы осадочных пород в ДДВ точно соответствовали данным в [3, рис. 1.6-1.9]. На всех профилях анализировались две принципиальные модели строения. Одна модель, полученная в результате моделирования кривых МТЗ, содержит проводящие объекты только в верхнем приповерхностном слое, во второй для объяснения поведения магнитовариационных параметров кроме проводящих объектов в верхнем слое в модель введены проводящие объекты, залегающие глубже. Детальное описание методики и результатов моделирования приведены в [36, 81].

Результаты 2D моделирования. Как следует из результатов решения прямой задачи, приведенных в [81] и с использованием инверсии [36], для большинства пунктов удалось подобрать геоэлектрические параметры осадков, удовлетворяющие в пределах погрешностей измерений в равной степени кривые МТЗ в обоих направлениях и магнитовариационные данные. На профилях, где проведено двумерное моделирование, выделяются районы, в которых на разных глубинах земной коры проявляются объекты с ρ в несколько раз меньшим, чем у вмещающих пород (“проводящие” слои). Ниже говоря о глубине залегания такого слоя будем иметь в виду глубину его кровли.

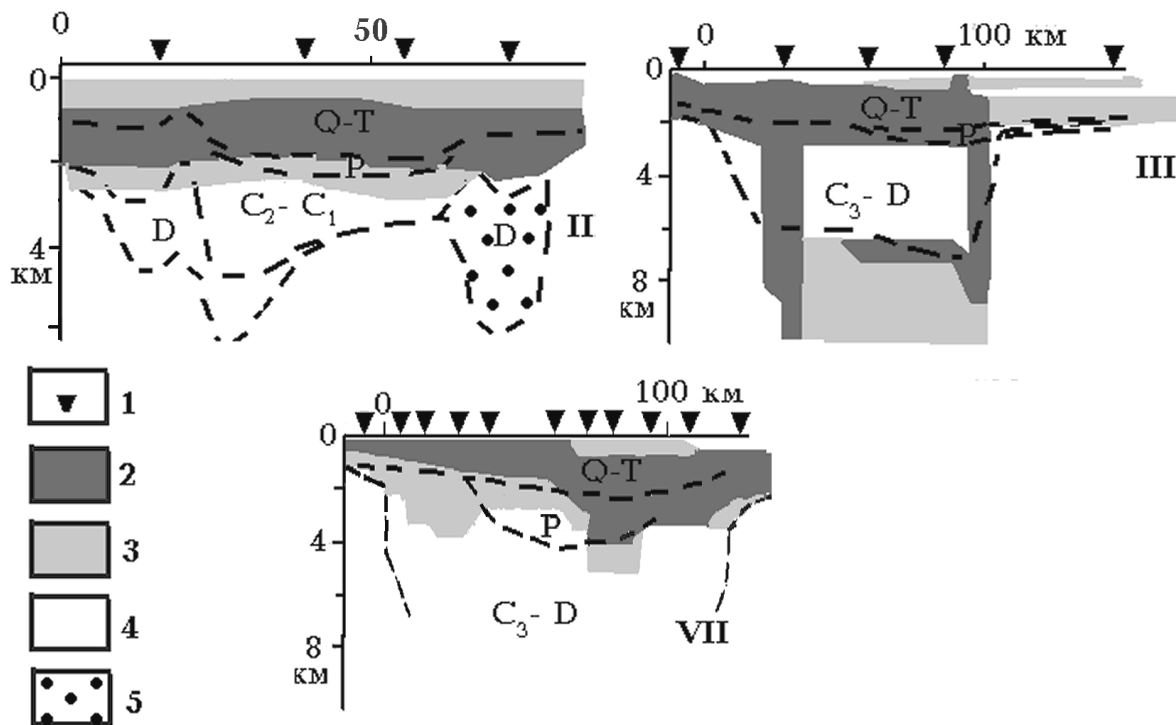


Рис. 5.4. Сопоставление результатов двумерного моделирования с геологическими разрезами по [3 и рис. 1.6-1.9] с упрощениями.

1 – пункты наблюдений, 2-4 – слои с сопротивлением (Ом·м): 2 – менее 4, 3 – 4-10, 4 – больше 200, 5 - соль.

На рис. 5.4 представлены геоэлектрические разрезы вдоль трех интерпретационных профилей, расположенных вне зоны пересечения ДДГ с Кировоградской аномалией электропроводности (КрВА). Проводящий слой с у.э.с. менее 4 Ом·м выделяется на всем протяжении ДДГ. Отметим, что и при 2-D инверсии на пр. III в районе регионального МТЗ вблизи ГМТЗ ВРС выделяется проводящий объект в низах осадков. При сопоставлении геоэлектрических разрезов на профилях II-IV видно, что объект не прослеживается в соседних с пр III районах.

По результатам двумерного моделирования геоэлектрический разрез ДДВ схематично можно представить в виде 5-слойного. Первый слой, мощностью редко превышающей 100 м, имеет у.э.с., сильно изменяющееся по площади. Основная особенность слоя в том, что его ρ в

Геоэлектрические модели тектоносферы

большинстве частей ДДВ меньше у.э.с. нижележащего слоя. Второй слой с сопротивлением 10-50 Ом·м распространен почти повсеместно, хотя его мощность меняется от 100 до 400-500 м. Наибольшие мощности слоя чаще отмечаются в северо-западной части ДДВ до меридиана Миргорода. Третий, наиболее проводящий, слой распространен на всей территории ДДГ и части склонов ДДВ. Породы этого слоя имеют сопротивление от 1-1,5 до 5 Ом·м. Четвертый слой на большей части ДДВ имеет сопротивление порядка 20 Ом·м, а пятый - 50 Ом·м.

Полученные параметры хорошо согласуются с приведенными выше по данным других методов (табл.5.1-5.2). Известно, что метод МТЗ плохо разрешает высокие сопротивления, поэтому величины ρ для 4 и 5 слоев скорее показывают резкое возрастание у.э.с. при переходе от хорошо проводящих отложений третьего слоя к плохо проводящим подстилающим породам. Там, где интерпретационные профили пересекали известные соляные штоки, сопротивление соленосных отложений по результатам моделирования составляло сотни оммометров.

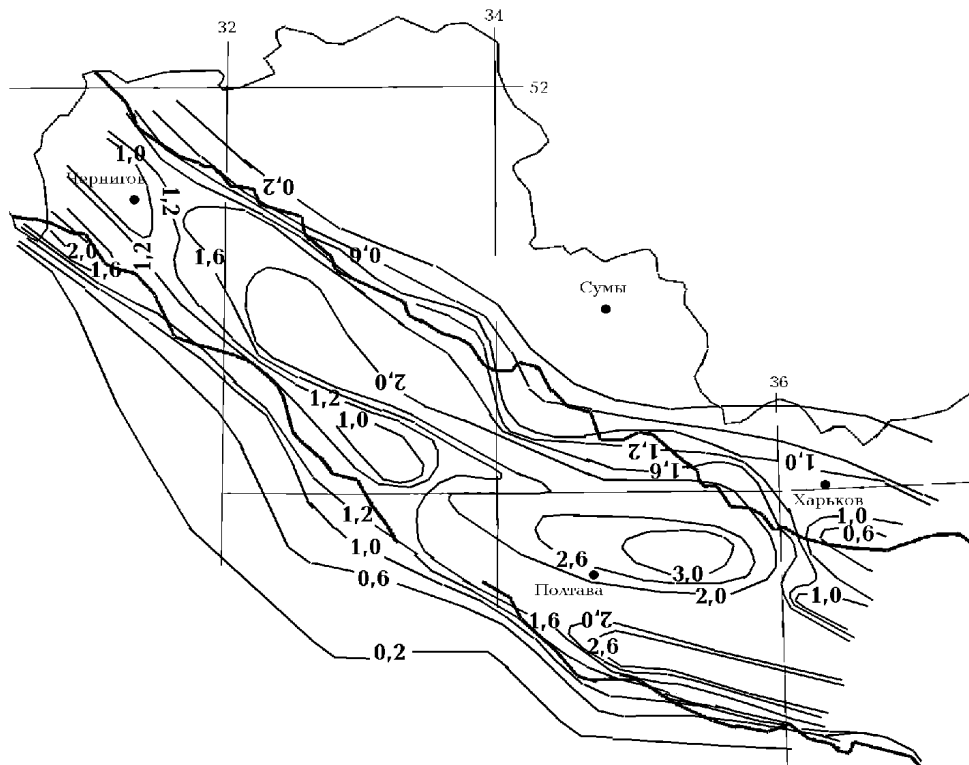


Рис. 5.5. Схема мощности хорошо проводящего слоя в верхах осадочного чехла ДДВ по [93] в км.

Как следует из приведенного разреза основной вклад в значения S_{oc} составляют породы третьего слоя. Поэтому представляется целесообразным проанализировать изменение мощности пород слоя (рис.5.5). Четко видно, что в ДДГ мощность слоя превышает 1200 м. Лишь над Брагинским выступом и на севере зоны сочленения ДДР с Донбассом мощность слоя уменьшается до 800 м. Глубина залегания подошвы слоя изменяется по простиранию ДДВ от 2000-2500 м (в северо-западной части) до 3000 м и более севернее и южнее Полтавы. На

большей части впадины эта глубина коррелирует с глубиной залегания подошвы дроновской свиты триаса.

Плотность пунктов наблюдений на территории ДДВ позволила построить карту суммарной продольной проводимости осадков (S_{oc}) в лучшем случае масштаба 1 : 2 500 000 (рис.5.6). Сечение изолиний S_{oc} выбрано с учетом плотности наблюдений в различных частях территории и дискретности модельных построений. Для территории ДДГ характерны значения S_{oc} более 800 См. На юго-западном борту ДДВ величина S_{oc} уменьшается до 20 См, а на северо-восточном – до 50 См.

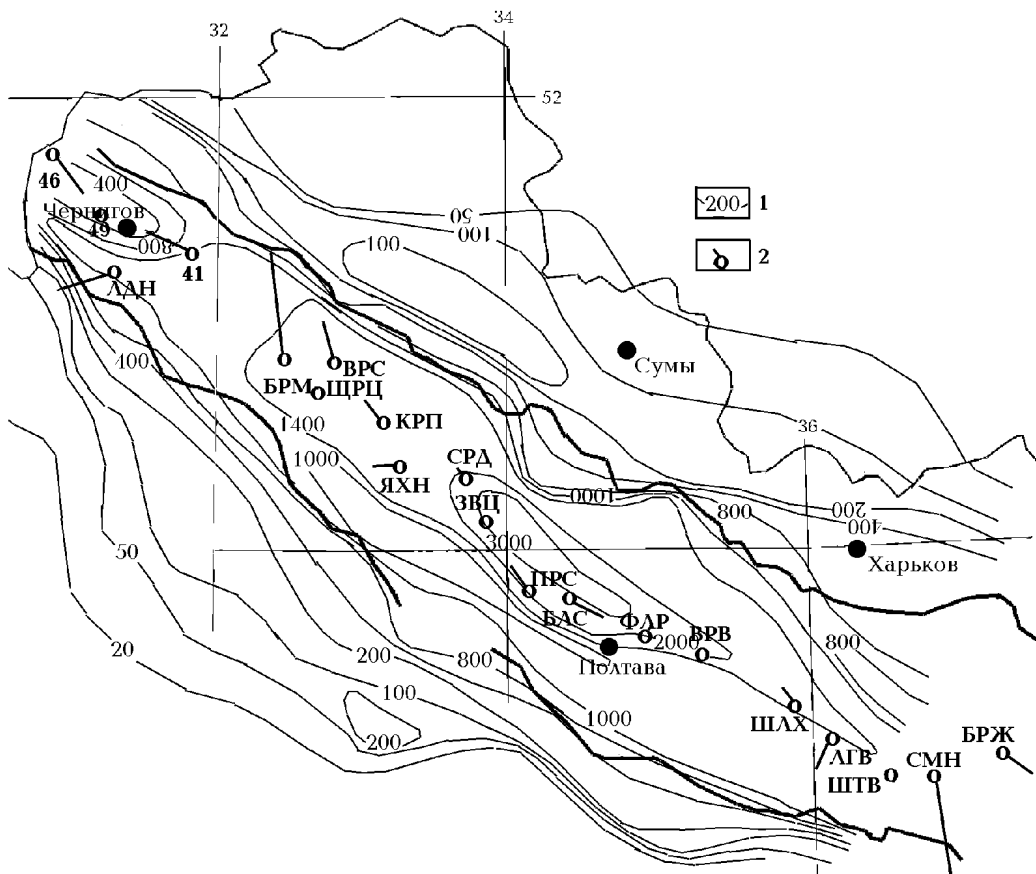


Рис.5.6. Карта суммарной продольной проводимости осадочных пород Днепровско-Донецкой впадины по [82].

1 - значения S_{oc} в См, 2 - индукционные стрелки C_u для периода 900 с.

В соответствии с картой S_{oc} на оси ДДГ значения C_u и C_v должны быть близкими к нулю. В принципе значения могут незначительно отличаться от нуля, если в первичном индуцирующем поле присутствует вертикальная компонента, но и в этом случае азимут стрелок должен быть одинаковым на всем протяжении грабена. При наличии проводящих неоднородностей квазимеридионального простирания индукционные стрелки на оси ДДГ будут иметь заметную величину на пунктах, удаленных от оси неоднородности и направление, перпендикулярное простиранию неоднородностей. Так в результате суперпозиции аномальных полей от ДДГ и

КрвА реальные индукционные стрелки должны разворачиваться на 180° относительно осевой части КрвА.

Как видно на рис. 5.6, указанные признаки отмечаются по разные стороны от предполагаемой оси КрвА (п.п. СРД и ЗВЦ). Азимут C_u на всех пунктах северо-западнее предполагаемой оси аномалии в диапазоне периодов 900-6400 с составляет $250-330^{\circ}$, тогда как юго-восточнее он изменяется на $90-120^{\circ}$. Значения C_u в диапазоне частот, близком к T_m , достигают величины более 0,2 на пунктах ЯХН и БЛС (примерно в 40 км по обе стороны от предполагаемой оси аномалии), что близко к C_u на борту ДДГ. Амплитуда C_v в диапазоне максимума частотной характеристики C_u уменьшается в пять раз, а азимут C_v резко изменяется при переходе в область больших периодов.

Восточнее п. ВРВ выделяется еще одна зона, где происходит разворот реальных индукционных стрелок. В пользу наличия аномально проводящих объектов в разных частях ДДГ свидетельствует и величина периода максимума (T_m) частотной характеристики C_u . На участке от ВРС до ФЛР она составляет 900-2500 с, на п. ЛГК и СМН - 900 с, а на остальных пунктах - менее 400 с.

Таким образом, поведение реальных и мнимых стрелок на профиле вдоль оси ДДГ (соответствие максимумам C_u минимумов C_v , совпадение направления C_u и C_v на периодах до максимума частотной характеристики и изменение на противоположное на больших периодах) характерно для двумерных проводящих структур. Отметим, что линия, относительно которой происходит смена направления индукционных стрелок, на территории УЩ проходит почти строго вдоль меридиана 33° в.д., а на территории ДДВ ее азимут отклоняется на 20° к востоку.

Основываясь на приведенных фактах при двумерном моделировании на профиле вдоль оси ДДГ была поставлена задача - определить возможность выделения под осадочным чехлом проводящих объектов, простирание которых не совпадает с простиранием ДДГ. В модели первого приближения геоэлектрические параметры осадочных пород были введены с учетом результатов по [36,81] и геологических данных о геометрических параметрах разновозрастных осадков по [3 и рис. 1.6-1.9]. При построении профильных графиков наблюдаемых реальных (C_{uexp}) и мнимых (C_{vexp}) частей индукционных стрелок положительными считались значения, азимут которых составлял от 20° до 200° (ноль направлен на север). Для уплотнения сети пунктов в северо-западной части профиля были взяты значения C_u и C_v в п.п. 46,49 и 41 по [133]. При подборе параметров учитывалось в первую очередь согласие модельных и экспериментальных данных в диапазоне периодов 900-1600 с, для которых условие двумерности модели выполняется наилучшим образом.

Для модели, составленной по данным моделирования по профилям, секущим ДДГ, расчетные значения для всех пунктов профиля оказались ниже экспериментальных для периодов от 400 до 6400 с. На рис.5.7 представлена модель, для которой удалось подобрать распределение проводящих объектов на фоне предыдущей модели до согласия (в пределах погрешности) в диапазоне периодов от 400 с до 6400 с расчетных и наблюдаемых значений C_u и C_v .

Как видно из рис. 5.7, объекты, у.э.с. которых резко отличается от вмещающих пород, располагаются на участке пк 170-515 в интервале глубин 5,7-15 км (т.е. в переходной зоне от осадков девона к подстилающим породам). Можно выделить 5 зон, в объектах в которых наиболее низкое. Там, где это позволяет плотность сети наблюдений, результаты моделирования указывают на наличие между зонами А, Б и В участков с у.э.с. на порядок большим, чем в зонах. Интегральная проводимость G зон приблизительно составляет для: А - $3 \cdot 10^7$ См·м, Б - $9.2 \cdot 10^7$ См·м, В - $6 \cdot 10^7$ См·м, Г - $1,1 \cdot 10^7$ См·м, Д - $6 \cdot 10^7$ См·м. Сопоставление

полученных результатов с моделью, приведенной в [36], показывает хорошее согласие для района КрВА.

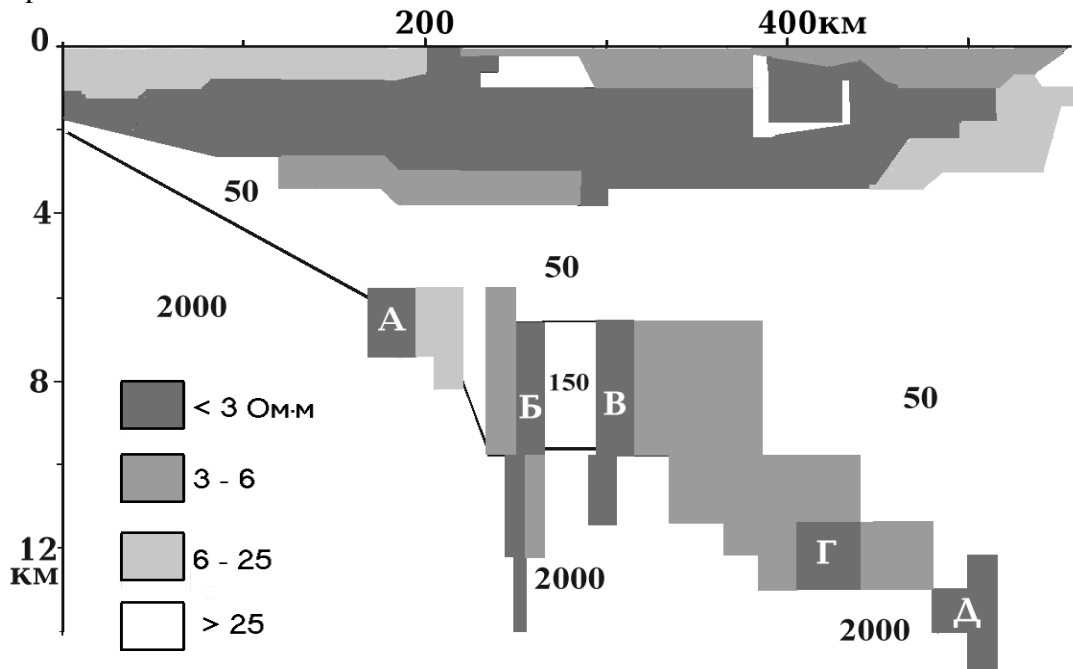


Рис. 5.7. Геоэлектрический разрез вдоль оси ДДГ по данным 2D моделирования. Цифрами даны значения ρ в Ом-м. Расположение профиля - на рис. 5.1.

5.3. Модель тонкого слоя

Изложенные данные получены по программе, разработанной сотрудником ИГФ АН Чешской Республики С. Ковачиковой [160], детальное описание которой приведено в [37]. Целью применения данной методики является: 1) выяснение пространственного положения проводящих структур, объясняющих поведение магнитовариационных параметров на территории ДДВ; 2) сопоставление полученных результатов с данными моделирования другими методами.

На первом этапе было изучено распределение аномального магнитного поля и обуславливающего его тока с помощью Гипотетического случайного анализа (hypothetical event analysis), а также было проведено разделение поля на внешнюю и внутреннюю части. Результаты Гипотетического случайного анализа (ГСА) показывают (рис.5.8), что наилучшее соответствие для аномального вертикального магнитного поля наблюдается при двух ориентациях первичного магнитного поля. Направление под углом 20° приблизительно перпендикулярно простиранию ДДГ (т.е. токам текущим вдоль оси грабена), тогда как ориентации 110° соответствуют токи, текущие вдоль КрВА.

Методика моделирования с помощью тонкого слоя, помещенного в горизонтально-слоистую среду, основана на изучении распределения аномальных токов в тонком слое в предположении отсутствия вертикальных токов в нем. В этом случае верхняя граница аномального объекта аппроксимируется токовым слоем на заданной глубине, помещенным в горизонтально-слоистую среду. Проводимость тонкого слоя (D) определяется специфической интегральной проводимостью (depth-integrated conductance).

Геоэлектрические модели тектоносферы

На основании эквивалентных токовых систем в тонком слое, размещаемом на различных глубинах в горизонтально-слоистой среде, было определено положение аномальных источников. Распределение максимальных аномальных токовых функций было определено для ориентации внешнего поля в направлении 20° и 110° .

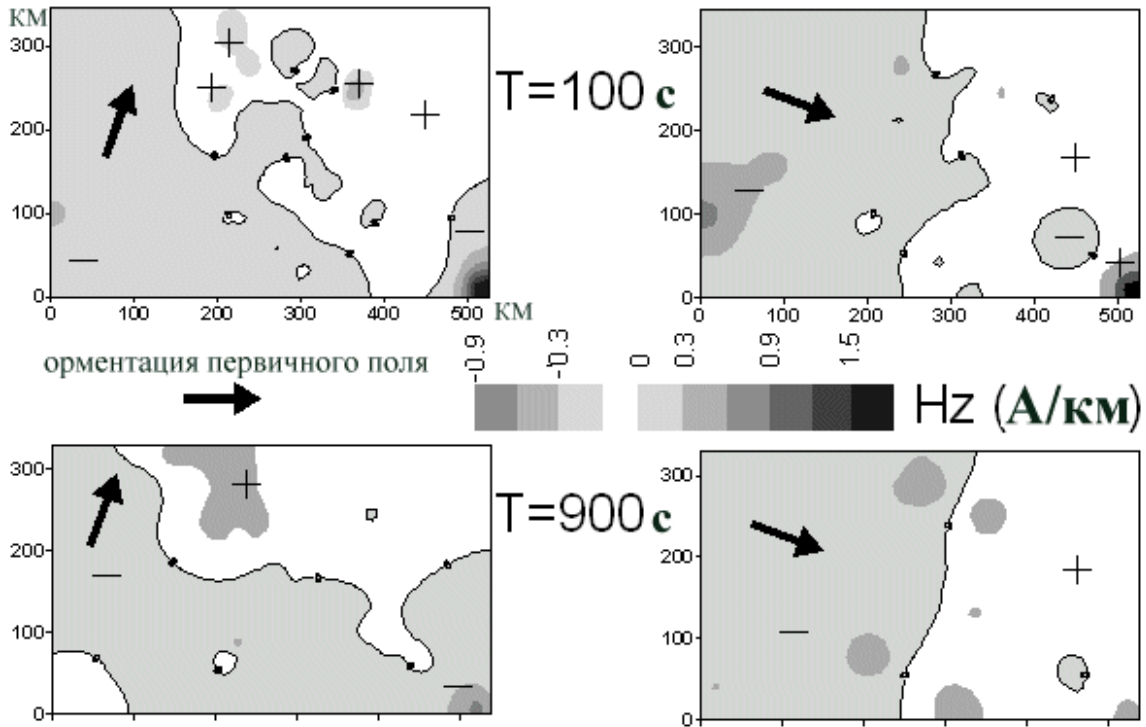


Рис.5.8. Аномальное вертикальное магнитное поле, полученное в результате ГСА для периода 1600 с при различной ориентации первичного магнитного поля.

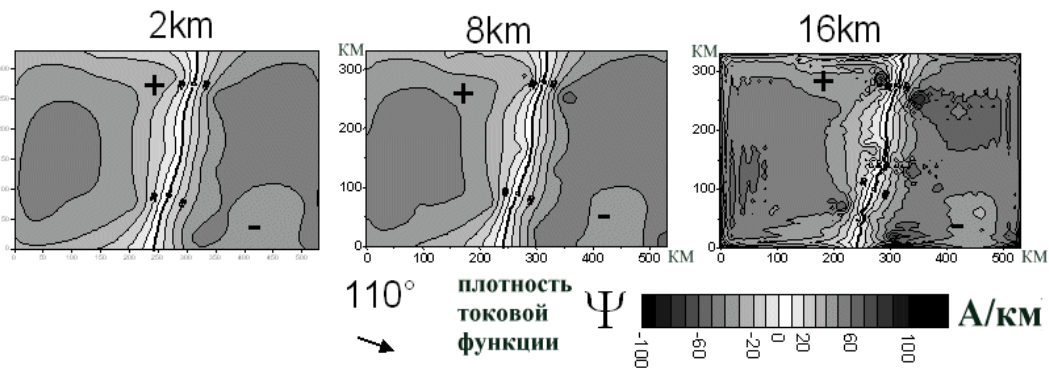


Рис.5.9. Распределение эквивалентной токовой функции Ψ при ориентации в направлении 110° первичного магнитного поля для различных глубин (H) залегания тонкого слоя (D).

Относительно глубины залегания тонкого слоя изучение эквивалентных токовых систем демонстрирует (рис.5.9), что практически одинаково удовлетворительный результат получается при верхней кромке источников аномалий на глубинах от 8 до 12 км. На глубинах, больших 12 км, связанное распределение токовых функций нарушается.

Инверсия. Стартовая модель принималась в виде однородного по D тонкого слоя, расположенного на фиксируемой глубине. Результаты 2D моделирования вдоль профиля по соевой части ДДГ показывают, что верхняя кромка наиболее проводящих объектов располагается в интервале глубин 6-12 км (для стокилометрового участка в районе КрВА - 6-7 км) (рис.5.7). Глубина залегания верхней кромки источников аномалии, полученная при изучении эквивалентных токовых систем, составляет 8-12 км. Таким образом, по этому параметру результаты обоих способов достаточно хорошо согласуются. Подбор распределения проводимости тонкого слоя показал, что наиболее подходящие значения D на краях тонкого слоя составляют 100 См.

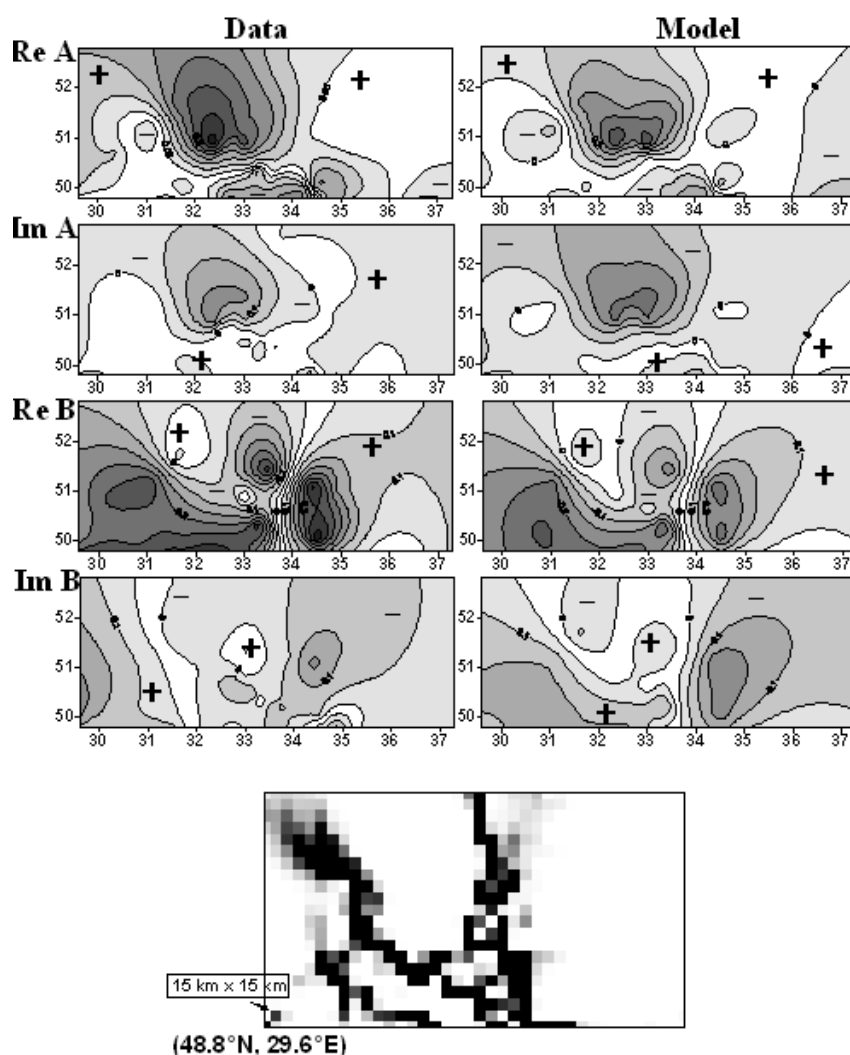


Рис. 5.10. Экспериментальные (А) значения передаточных функций (I- ReW_{zx} , II- ImW_{zx} , III- ReW_{zy} , IV- ImW_{zy}), распределение невязки (В) между экспериментальными и модельными данными, модель распределения проводимости D (С?). 1- пункты наблюдений, 2 –

Геоэлектрические модели тектоносферы

положительные значения, 3 – отрицательные значения, 4 – белой линией контур изолинии $D=10000$ См.

Учитывая это для дальнейших вычислений были приняты следующие параметры модели: мощность тонкого слоя 1 км, глубина залегания верхней кромки 8 км, параметры вмещающей горизонтально-слоистой среды те же, что при двумерном моделировании.

На основании данных наблюдений в 45 пунктах были построены карты передаточных функций (рис.5.10.А). Вся площадь исследований (560x350 км) разбита на квадраты рабочего планшета. Размер квадратов выбирался с учетом: расстояния между пунктами наблюдений, сконцентрированных вдоль профилей, длины волны в слое в зависимости от используемого периода. Во всех случаях количество ячеек, окружающих рабочий планшет и имеющих постоянную проводимость D , равную 100 См, составляло около 25%. Расчеты были выполнены для периодов 400, 900, 1600, 4900 и 6400 с. На рис. 5.10 приведены результаты для периодов 1600 с, для которого уверенно выполняются методические требования программы. Основные закономерности модели сохраняются и для остальных периодов.

Анализ полученного распределения D (рис.5.10.) позволяет сделать следующие выводы. Четко выделяется несколько зон, внутри которых проводимость D (равная или превышающая 10^4 См) почти в 100 раз больше, чем на окружающей территории. Зона I пространственно совпадает с ДДГ и видимо отражает наличие проводящих осадочных пород. Зона II протягивается вдоль южного борта ДДГ и пространственно тяготеет к выделенной в [42] Днепровской аномалии. Зона III частично совпадает с КрвА. Ширина зоны изменяется от 40 км на южном и северном бортах ДДВ до порядка 150 км в пределах ДДГ. Видно, что зона III в пределах ДДГ разделяется на 3 участка высоких значений D , отделенных друг от друга фоновой проводимостью.

Сопоставление с результатами двумерного моделирования свидетельствует, что: а) простираение оси аномалии, определенное двумя способами близко, б) в районе аномалии, частично совпадающей с КрвА, оба метода выделяют три объекта повышенной проводимости, в) проводимость D указанных объектов сопоставима со значениями G аномальных объектов в двумерных моделях, г) почти на всем протяжении модели тонкого слоя (от линии профиля А-А до Г-Г)

5.4. Геоэлектрическая модель Припятского прогиба

Необходимо хотя бы кратко охарактеризовать результаты геоэлектрических исследований в Припятском прогибе, выполненных при участии авторов [11]. Они проведены с использованием аналоговой аппаратуры и полученные материалы не переобработывались. Поэтому достоверность построенных геоэлектрических моделей ниже, чем полученная в ДДВ. Но величина S_{oc} в прогибе (порядка 300 См) почти на порядок меньше, чем во впадине, поэтому район более благоприятен для выделения глубинных объектов высокой электропроводности. Здесь удалось кроме корового выделить и мантийный этаж пониженных ρ .

На рис. 5.11 показано размещение пунктов наблюдений в Припятском прогибе по [11, 75, 76, 83, 133].

Для построения модели первого приближения были использованы сведения об у.э.с. различных горизонтов осадочного слоя по данным электрокаротажа скважин. Согласно им величина ρ верхней части слоя мощностью 1-2 км составляет около 5 Ом·м (четвертичные - мел - 10 Ом·м, триас - верхний карбон - 2-4 Ом·м) до глубины 5-6 км распространены поры с

величиной у.э.с. в несколько сотен - первые тысячи Ом·м, незначительные прослои имеют ρ около 20 Ом·м.

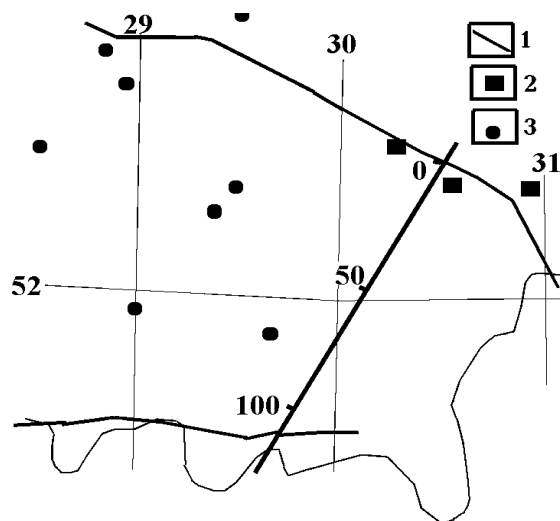


Рис. 5.11. Сеть пунктов изучения вариаций электромагнитного поля в ПП.

1 - краевые разломы Припятского прогиба, 2, 3 - пункты исследований: 2 - ИГФ НАНУ [11], 3 - других организаций [75, 76, 83, 133].

Двумерная модель, построенная вдоль профиля, показанного на рис. 5.11, использующая только данные о параметрах осадочного слоя прогиба, не позволяет удовлетворительно объяснить поведение наблюдаемые электромагнитные поля. Введение в разрез проводящих объектов в коре и верхней мантии позволяет сблизить наблюдаемые и экспериментальные параметры во всем частотном диапазоне, но выбор конкретных размеров объектов высокой электропроводности затруднен. Очевидно, что они должны располагаться в северной части прогиба и иметь ширину порядка 40-50 км. Диапазон возможных глубин может быть различен: одинаковую степень согласования можно получить для одного проводника на глубинах 30-100 км и двух - на глубинах 20-30 и 50-80 км. Последний вариант требует несколько меньшей общей величины S (рис. 5.12). Отметим, что на сопоставимых глубинах располагаются зоны пониженной скорости сейсмических волн в коре и верхней мантии прогиба (рис. 2.5)

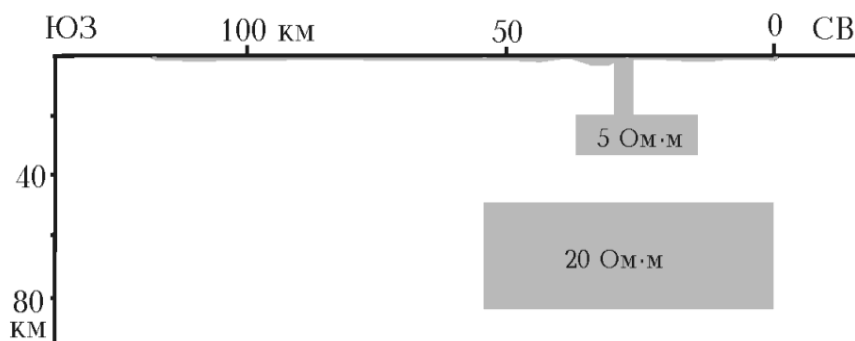


Рис. 5.12. Двумерная геоэлектрическая модель Припятского прогиба вдоль интерпретационного профиля (рис. 5.11).

Заметное улучшение согласования расчетных и наблюдаемых параметров получается при введении в модель узкого проводящего канала, соединяющего верхний проводник в консолидированной коре с верхней низкоомной частью осадочного слоя, отвечающий Речицкому разлому. По данным об изотопии гелия [43] по разлому могут поступать в приповерхностную зону глубинные флюиды с мантийной меткой. Отметим, что все месторождения углеводородов ПП сосредоточены в северной части над выявленными проводящими объектами, здесь же обнаружена отрицательная мантийная гравитационная аномалия, т.е. присутствуют все признаки современной активизации части региона.

Таким образом, в Припятском прогибе удастся установить существование нижних этажей структуры зон повышенной электропроводности в регионе. Хотя не вызывает сомнений необходимость проведения здесь геоэлектрических исследований, которые позволили бы получить результаты по обоснованности сопоставимые с имеющимися в ДДВ.

Прогнозная модель распределения проводников, отвечающая современной активизации большей части ДДВ и северной части ПП (исключая не связанные с активизацией объекты с низкими у.э.с. в приповерхностной части осадочного слоя - до глубин около 3 км), подробно рассмотрена в главе 7. Здесь отметим только, что она включает мантийный и среднекоровый этажи частичного плавления на глубинах около 20-30 и 50-100 км с у.э.с. в несколько десятков Ом·м. Они дополняются зоной вторжения флюидов, образовавшихся при тепловой дегидротации частично расплавленных пород средней коры, простирающейся до нижней части осадочного слоя включительно. В ее пределах значения ρ должны быть сокращены до одного-нескольких десятков Ом·м. Сокращение у.э.с. пород до первых Ом·м должно происходить в части рифейской толщи, включающей графит. Полученные результаты геоэлектрических исследований впадины полностью соответствуют прогнозу.

Глава 6. Гравимагнитные модели тектоносферы

Изучение потенциальных полей в данной работе играет сравнительно скромную роль, однако без их анализа оказался бы неполным комплекс геофизических методов, предназначенный для диагностирования процесса современной активизации и оконтуривания охваченного им региона. Значительный вклад может внести гравитационное моделирование и в изучение нефтегазоносности ДДВ.

Как показано для Украинского щита [37], построение плотностных моделей земной коры с приемлемой точностью неосуществимо без учета источников региональных аномалий магнитного поля, поэтому в начале анализа необходимо провести интерпретацию этих возмущений.

6.1. Магнитные модели коры

Ниже рассматривается реги-ональная составляющая аномаль-ного магнитного поля, очищенного от локальных возмущений, связанных с малоглубинными объектами. В литературе известно несколько вариантов распре-деления региональных аномалий магнитного поля (ΔT) в Днепровско-Донецкой впадине [4, 33, 101 и др.]. Три из них представлены на рис. 6.1.

При общем сходстве рисунка распределения аномалий наблюда-ются существенные различия в их величине и занимаемой площади. В центре наиболее интенсивной Черниговской положительной аномалии разница между крайними вариантами достигает 200 нТл. Вероятно, понижение аномальных значений в варианте В частично связано с методом обработки поля - пересчетом на высоту 10 км над поверхностью. В случае ДДВ с довольно мощным немагнитным осадочным слоем эта высота обуславливает не только устранение локальных возмущений, но и ослабление интенсивности региональных. Поэтому для сравнения отобраны варианты А и Б.

Сравнивались средние значения ΔT в пределах трапеций размером 30' по долготе и 20' по широте (примерно 37x37 км, т.е. около половины размера КТД). Результаты представлены в виде гистограммы на рис. 6.2. Две трети полученных величин различий сосредоточены в интервале ± 90 нТл, т.е. погрешность каждого распределения составляет около 60 нТл. Достоверные аномалии - не менее 150 нТл.

Таким образом, в пределах впадины можно выделить только две достоверные положительные аномалии - Черниговскую и Лохвицкую. Возмущение, трассируемое от восточного окончания последней на юг, и аномалия в районе Харькова основными частями располагаются на Украинском щите и Воронежском массиве, их краевые части в ДДВ могут указывать на незначительные по размеру продолжения в ее фундаменте комплексов пород, существующих за пределами впадины, а не возникших в процессе ее формирования. Их природа рассматривалась, в частности в [33, 37 и др.].

В работе [37] показано, что результаты интерпретации региональных аномалий магнитного поля на УЩ при имеющейся погрешности их выделения существенно неоднозначны, не обеспечивают надежного определения глубины источника. Он может размещаться как в нижней, так и в средней-верхней частях коры. Глубину необходимо определить по априорным данным.

Приведенные в главе 2 сведения о скоростных разрезах коры впадины (рис. 2.7 и 2.10) позволяют предполагать, что в типичной коре ДДВ нижняя часть (глубже 25-30 км)

Гравимагнитные модели тектоносферы

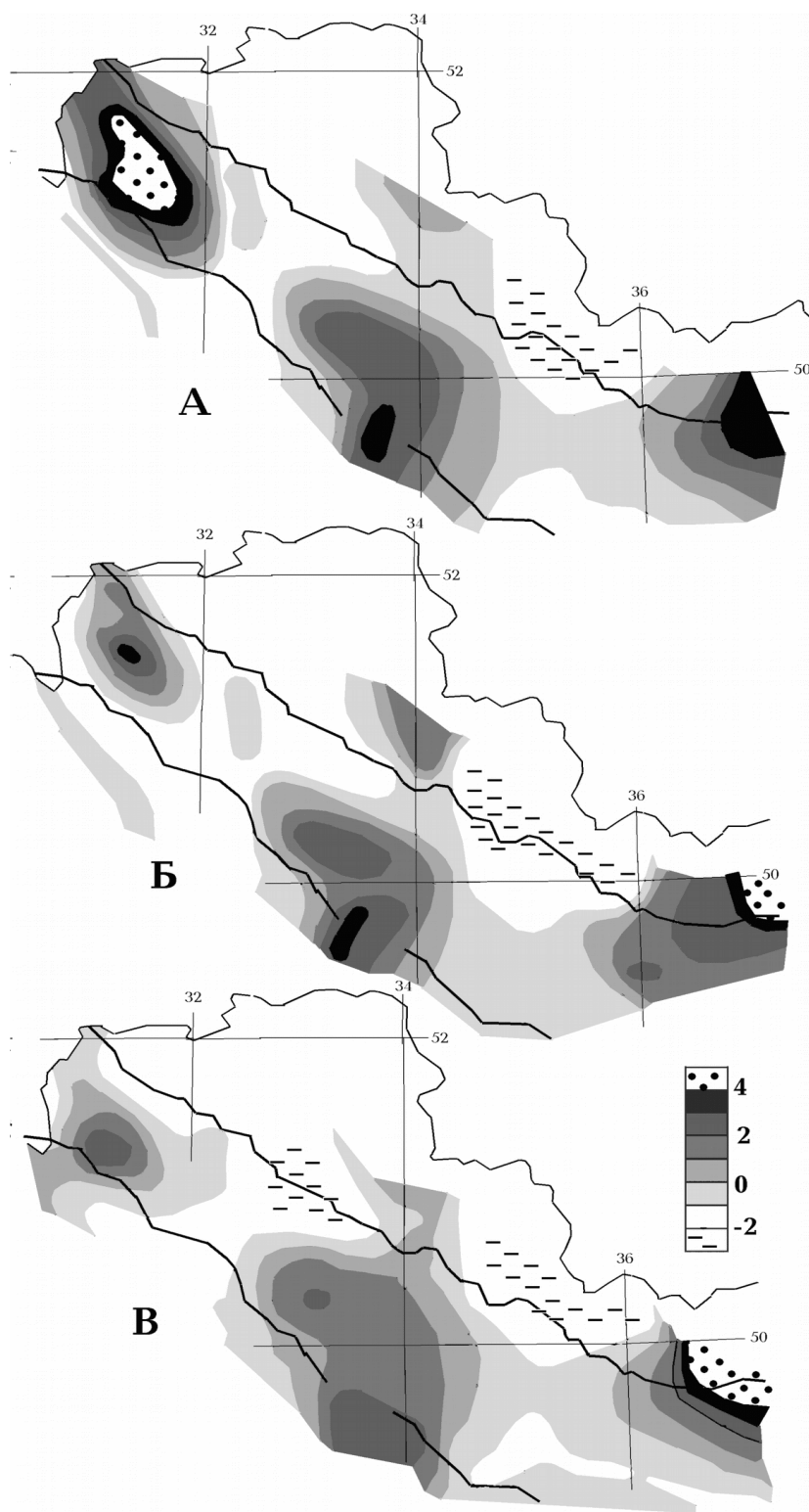


Рис. 6.1. Распределение региональных аномалий магнитного поля в ДДВ (в сотнях нТл).
А - по [101], Б - по [33], В - по [4].

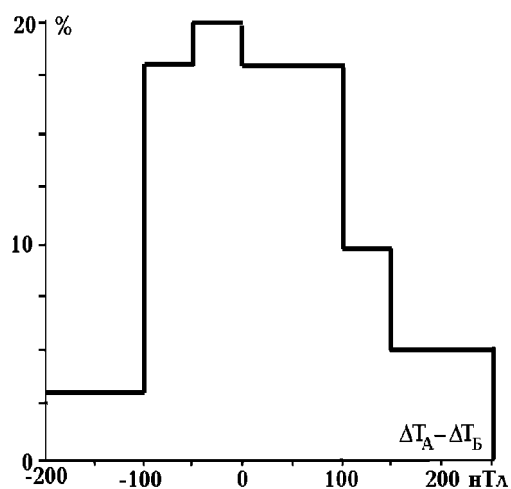


Рис. 6.2. Гистограмма распределения различий региональных магнитных аномалий (варианты А и Б)

представлена слоем КМ, в котором базиты эклогитизированы, т.е. породы этого интервала глубин едва ли обладают высокой намагниченностью, характерной для основных гранулитов. Вполне вероятно и распространение на этих глубинах под Лохвицкой аномалией температур, превышающих температуру Кюри магнетита (см. гл. 4). К Черниговской аномалии это (рис. 4.22), возможно, не относится, если справедлив вывод об ограничении зоны современной активизации ДДВ Днепровским бассейном. В случае приуроченности источников аномалий к существенно различным интервалам глубин (примерно от 10-15 до 20-25 км для Лохвицкой и от 15 до 40 км - для Черниговской) эти возмущения должны затухать на различных высотах. На УЩ на высоте глубины подошвы источника (около 40 км) для значительной части аномалий возмущения сохраняются. В ДДВ этот эффект также установлен для аномалий, протягивающихся во впадину с Украинского щита и Воронежского массива. Черниговская и Лохвицкая аномалии практически полностью исчезают (рис. 6.3). Таким образом, источники аномалий едва ли находятся в нижней части консолидированной коры ДДВ.

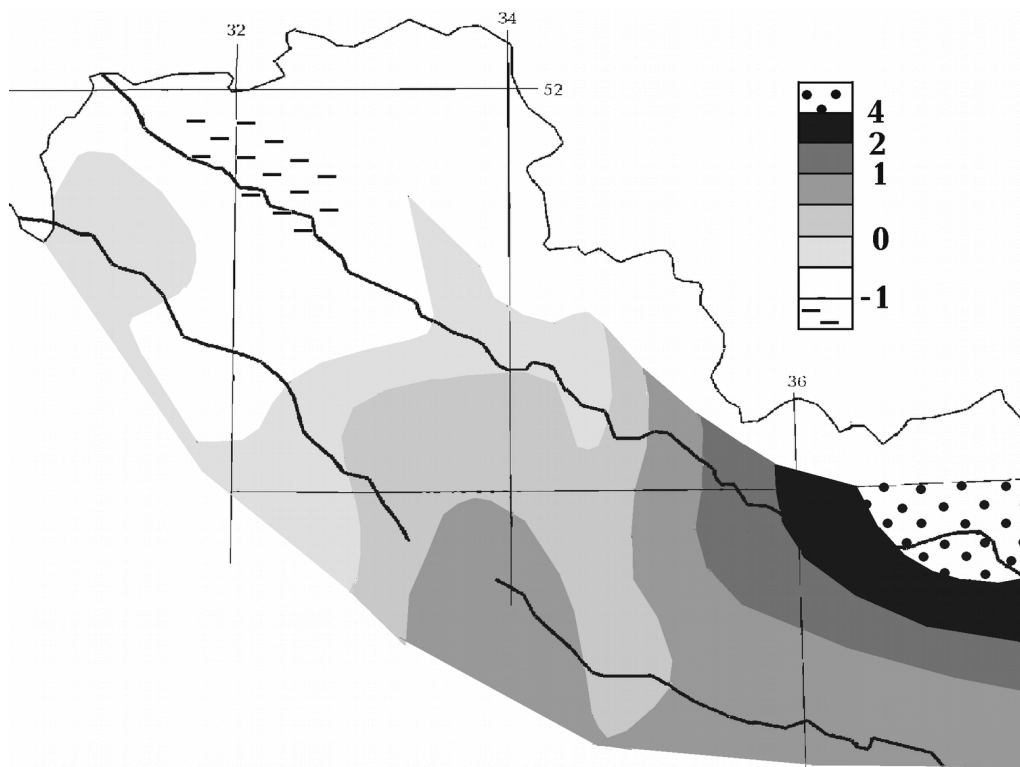


Рис. 6.3. Аномальное магнитное поле ДДВ (в сотнях нТл) на высоте 40 км [4].

Гравимагнитные модели тектоносферы

С другой стороны, сопоставление Черниговской и Лохвицкой аномалий с местами проявлений девонского магматизма (рис. 6.1 и 1.12) показывает, что основные эффузивы в нижней части осадочного слоя не могут быть источниками рассматриваемых возмущений магнитного поля (во всяком случае - основной их части). Поэтому наиболее вероятным представляется размещение источников в интервале глубин от 5-10 до 20-25 км.

Интерпретация аномалий (подбор распределения ΔT при указанных глубинах) приводит к величинам намагниченности от 2 до 2,5-3 А/м, что соответствует содержанию рудных минералов в породах источников возмущений около 3,5-5%. Соответствующая этой концентрации плотностная аномалия составит 0,07-0,10 г/см³. При реальных размерах источников - 40-50x90-110 км - гравитационный эффект составит до 25-35 мГл, т.е. будет значимым (см. ниже) и выявленная плотностная аномалия, не диагностируемая по аномалии скорости сейсмических волн [37], должна учитываться при гравитационном моделировании и может проявиться в корреляции гравитационного и магнитного полей ДДВ.

6.2. Корреляция гравитационного и магнитного полей.

Используемые в этом разделе сведения о гравитационном поле ДДВ и элементы плотностных моделей коры впадины более подробно анализируются ниже в разделе 6.3. Здесь они применяются только в качестве материала для сравнения с магнитным полем. Сравнение во всех случаях проводилось для средних значений полей в пределах трапеций указанного выше размера.

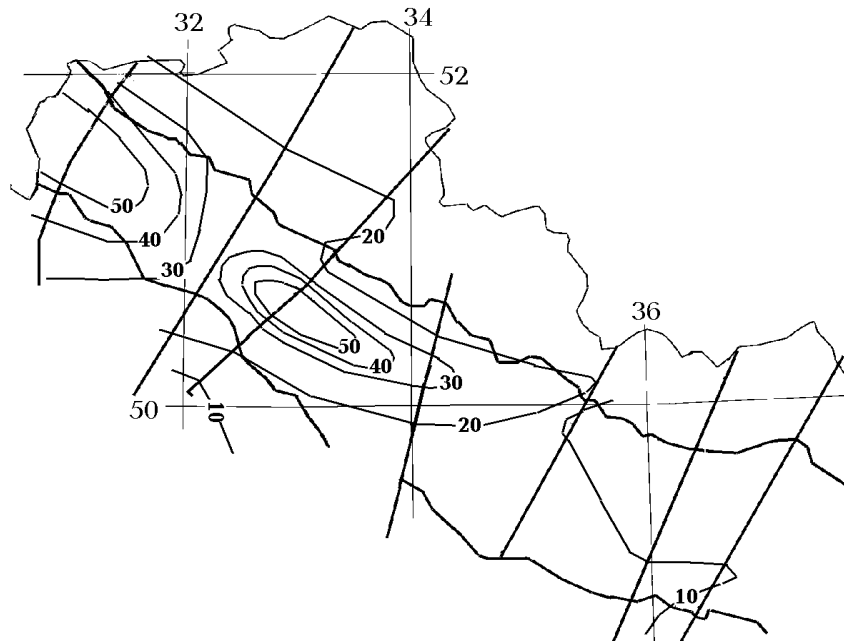


Рис. 6.4. Распределение Δg_1 (в мГл) в ДДВ.

Плотностные модели вдоль профилей ГСЗ в ДДВ, построенные без учета влияния включений рудных, обнаруживают уплотнение пород по сравнению с породами УЩ и Воронежского массива на глубинах, где предположительно располагаются источники региональных аномалий магнитного поля. Поэтому для выявления влияния рудных недостаточно сравнить магнитное поле с гравитационным эффектом слоя 10-25 км,

полученного методом, рассмотренным в [37]. Необходимо исключить влияние уплотнения, возникшего за счет других факторов. Кроме того, весьма вероятно распространение в большей части впадины эффекта теплового разуплотнения мантийных пород в зоне современной активизации. На данном этапе (до внесения в плотностную модель коры уплотнения рудной природы) учет мантийной гравитационной аномалии возможен только по уже имеющимся (неточным) результатам [32]. Поэтому полученная количественная характеристика связи гравитационного и магнитного полей не может полностью отражать ситуацию, ее следует воспринимать только как качественное указание на наличие в коре источника уплотнения, не отражаемого скоростными моделями.

Таким образом, с магнитным полем будем сравнивать две величины: 1) расчетный эффект плотностной модели в интервале глубин 10-25 км - Δg_1 и 2) результат вычитания из наблюдаемого поля суммы эффектов плотностной модели в интервалах глубин 0-10 км, 25 км - раздел М и мантийной аномалии (с обратным знаком) - Δg_2 .

Расчет Δg_1 проведен вдоль профилей ГСЗ (рис. 2.6). Результаты в виде изолиний (ноль расчетного эффекта условный), полученных интерполяцией между профилями, представлены на рис. 6.4.

Очевидно, что довольно значительные положительные аномалии Δg_1 приурочены примерно к районам Черниговской и Лохвицкой региональных магнитных аномалий, но полностью не совпадают с ними (рис. 6.1).

Результаты сопоставления Δg_1 с магнитным полем в пределах впадины приведены на рис. 6.5. Разброс точек велик, сопоставление проведено по 40 трапециям, для исключения влияния посторонних факторов результаты осреднены, каждая точка на рисунке соответствует 8 единичным сравнениям Δg_1 и ΔT . Намеченная зависимость представляется не очень достоверной, но более существенно то, что она физически малореальна [37]. Необходимо признать, что скоростные модели, использованные при построении плотностных, не отражают аномалий плотности, связанных с рудными минералами в средней и верхней частях консолидированной коры ДДВ.

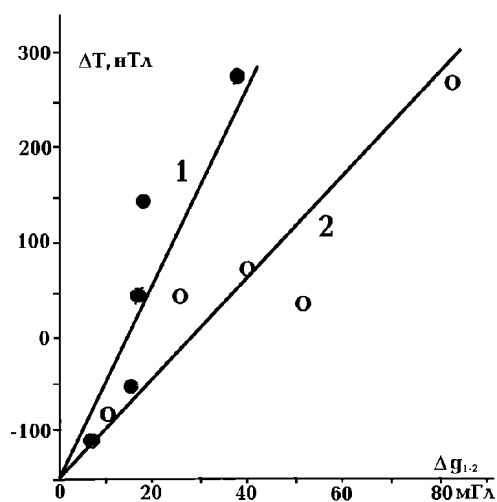


Рис. 6.5. Корреляция ΔT с $\Delta g_1(1)$ и $\Delta g_2(2)$ в ДДВ.

Величины мантийной гравитационной аномалии (предварительные - по [32], последний вариант рассмотрен ниже) приведены на рис. 6.6. Расчетные величины суммарного эффекта слоев коры в интервалах глубин 0-10 км и 25 км - раздел М - на рис. 6.7. Полная величина Δg_2 - на рис. 6.8.

Сопоставление ΔT с Δg_2 приведено на рис. 6.5. Полученная зависимость обладает перечисленными выше недостатками, но все же видно, что она резко отличается от $\Delta T = f(\Delta g_1)$. Можно сделать вывод, что плотностные аномалии, обусловленные включениями рудных минералов в породы интервала глубин 10-25 км, обеспечивают связь гравитационного и магнитного полей, характеризуемую различием $\Delta T/\Delta g_1$ и $\Delta T/\Delta g_2$. Соответствующая величина $\Delta T/\Delta g$ может быть оценена как 5 нТл/мГл. Она почти вдвое (на 85%) превосходит установленную для УЩ - 2,7 нТл/мГл [37]. Если учесть различия в гравитационных эффектах, создаваемых плотностными аномалиями рудной природы,

Гравимагнитные модели тектоносферы

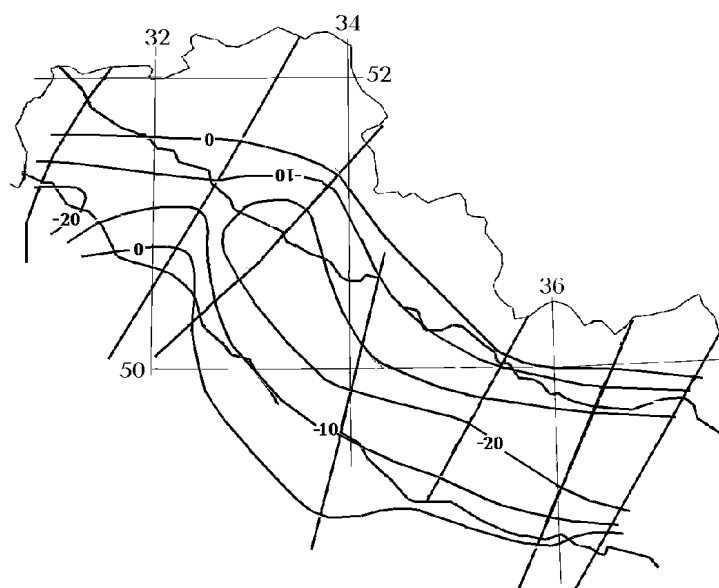


Рис. 6.6. Распределение мантийной гравитационной аномалии (в мГл) по [32] в ДДВ.

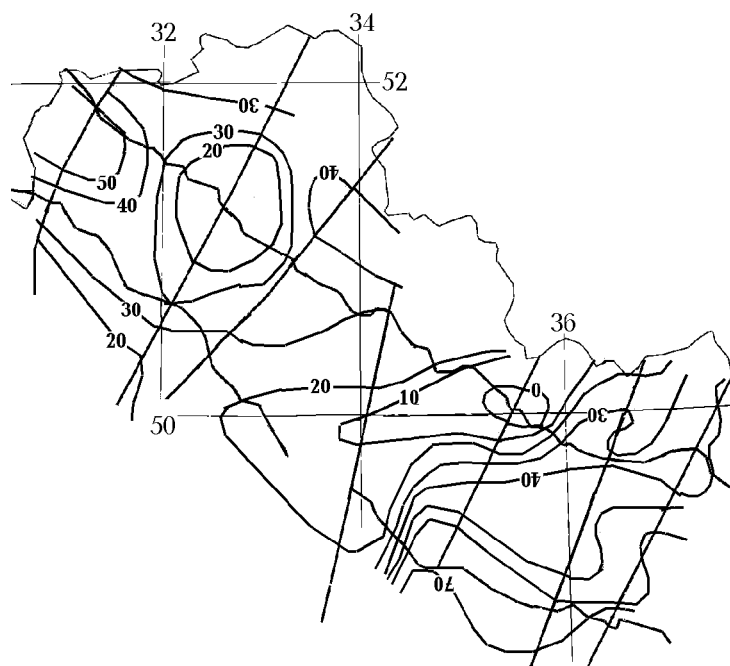


Рис. 6.7. Распределение гравитационных эффектов слоев коры в интервалах глубин 1-10 км и 25 км - раздел М (в мГл) в ДДВ. Уровень поля условный.

расположенными на разной глубине и вызывающими одинаковые магнитные аномалии, получим изменение $\Delta T/\Delta g$ по сравнению с типичным для щита (и физически обоснованным) не более 25%. Остальное различие может быть связано с большей концентрацией немагнитных рудных минералов в породах УЩ по сравнению с ДДВ, но более вероятной представляется

неточность полученного в ДДВ значения $\Delta T/\Delta g$. Здесь использован слишком маленький объем выборки сопоставляемых величин (в 3,5 раза меньше, чем на УЩ), неточная величина мантийной гравитационной аномалии, неточные плотностные модели вдоль части профилей ГСЗ (см. ниже). В целом можно признать, что существование плотностных аномалий, не отражаемых скоростными в районах региональных возмущений магнитного поля ДДВ, установлено, но их величину придется оценивать по данным для УЩ (см. выше).

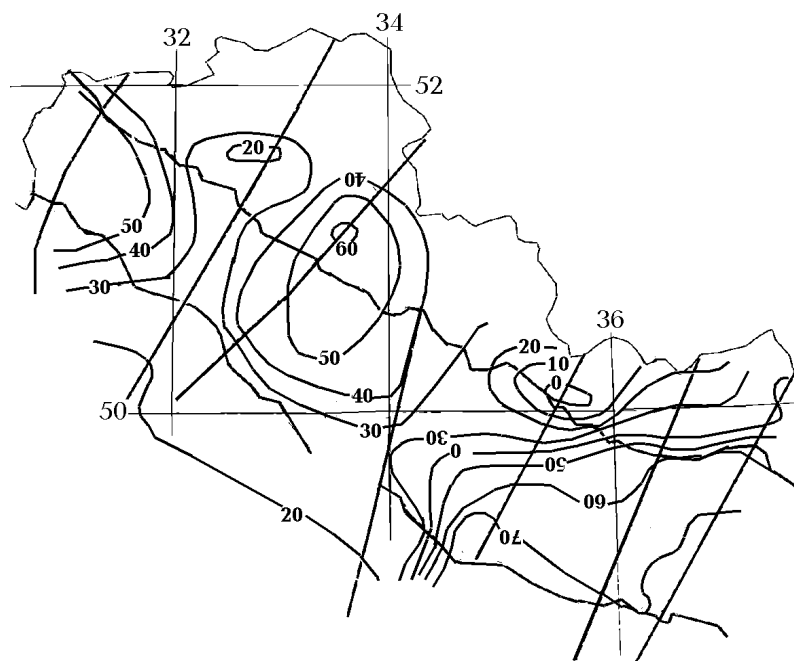


Рис. 6.8. Распределение Δg_2 (в мГл) в ДДВ.

6.3. Гравитационные модели тектоносферы.

Гравитационное поле Днепровско-Донецкой впадины (аномалия Буге, Δg) описано в литературе с заметными различиями [4, 32, 125 и др.]. Три варианта приведены на рис. 6.9.

Вариант В явно менее подробен, чем А и Б, поэтому есть смысл сравнить последние два. В целом картина распределения Δg в обоих вариантах близка, но в некоторых районах ДДВ заметны существенные различия, например, в интенсивности минимума у северо-восточной границы центральной части впадины и др.. Такие расхождения могут указывать на значительную погрешность поля, которую необходимо определить.

Сравнение проведено для результатов осреднений поля впадины в рамках описанных выше трапеций. Получена гистограмма различий, приведенная на рис. 6.10. Из полученных данных следует, что значения Δg в варианте Б несколько повышены по сравнению с А. Однако две трети различий укладываются в интервал $\pm 6-7$ мГл, что указывает на погрешность определений 4-5 мГл. Эта величина не отличается от установленной для территории УЩ [37] и может служить определенной оценкой погрешности. Она не имеет особого значения для определения ошибки сравнения расчетного и наблюдаемого полей, так как погрешность расчетного Δg довольно неопределенна из-за неточностей скоростных разрезов на части профилей ГСЗ в ДДВ (см. выше).

Гравимагнитные модели тектоносферы

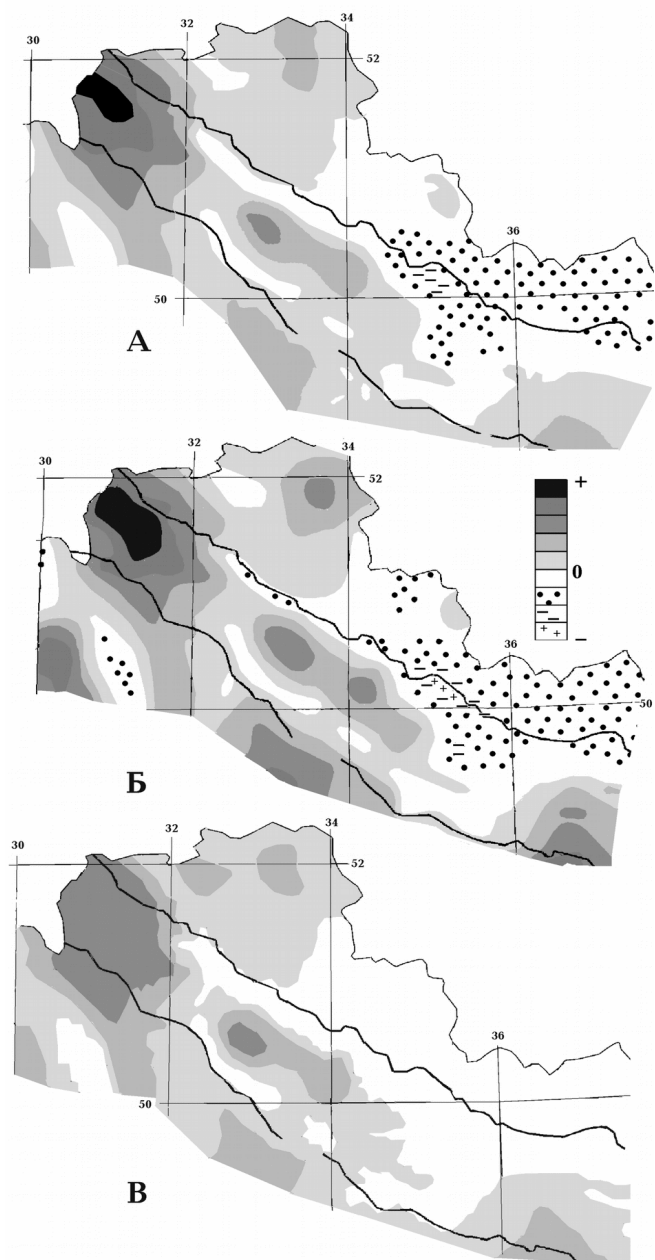


Рис. 6.9. Распределение Δg в ДДВ.
А - по [32], Б - по [4], В - по [125].

Плотностные модели земной коры в ДДВ и на прилегающих территориях построены вдоль профилей ГСЗ по скоростным моделям (рис. 2.7). Поправки к значениям плотности, учитывающие повышенную температуру в нижней части коры Днепровского бассейна, представляются незначительными по сравнению с реальными погрешностями определения плотности (σ) и не вводились.

Распределение плотности пород осадочного слоя впадины принято по зависимости, показанной на рис. 2.13.

Небольшая информативность части скоростных разрезов вдоль профилей ГСЗ в ДДВ и их ограниченная длина заставляют при построении плотностных моделей коры использовать кроме данных о V_p , имеющихся непосредственно на каждом профиле, дополнительные соображения. На наиболее детальных скоростных моделях видно, что основные изменения скоростной структуры коры по сравнению с нормальной платформенной приурочены именно к блоку коры под впадиной. К этому виду приближены и модели вдоль профилей с ограниченными данными. За концами профилей скоростные разрезы считались приближающимися к таковым на УЩ и Воронежском массиве.

Необходимо сделать еще одно замечание, касающееся методики расчета

гравитационного эффекта земной коры, используемого для сравнения с наблюдаемым полем. Наблюденные и расчетные величины Δg сопоставляются с использованием "нормы" [32 и др.]. При этом считается, что нормальная платформенная кора в районе с нулевой величиной аномалии Буге, плотности которой отсчитаны от плотности верхов мантии ($3,32 \text{ г/см}^3$), создает эффект, равный минус 870 мГл. Эта величина определена как результат расчета по длинным профилям ГСЗ (1000 и более км), при котором размеры блока коры поперек профиля считались равными ± 500 км, такой же величины были продолжения модели за концами профиля. Для земной коры такая модель не эквивалентна по эффекту одномерной. Поэтому при заметном сокращении длины расчетного профиля (в случае ДДВ - до примерно 300 км) эффект отличается от установленного на длинном профиле. Возможно некоторое, практически

постоянное, смещение расчетных значений - их завышение на 4-6 мГл. Эта величина учтена в расчетном эффекте, хотя не превосходит погрешности вычисления, обусловленной другими факторами. На УЩ было показано, что такая ошибка не ведет к выделению мантийных гравитационных аномалий, источники которых отличаются от установленных другими методами глубинной геофизики [37].

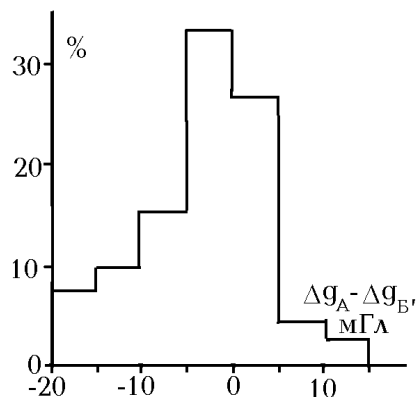


Рис. 6.10. Гистограмма распределения различий двух вариантов Δg в ДДВ.

Плотностные модели коры вдоль профилей ГСЗ и расчетные эффекты показаны на рис. 6.11, где они сопоставлены с наблюдаемым полем с учетом "нормы". Значения σ определены по скоростным разрезам для трехмерных объектов, дополнительно учтены влияния уплотнений рудной природы, расположения соответствующих блоков показаны на двух профилях (рис. 6.11).

Полученные данные позволили построить распределение плотности пород консолидированной коры ДДВ для всей территории впадины в виде объемной модели. Плотности пород между профилями ГСЗ получены путем интерполяции значений на профилях (частично результаты такого построения проконтролированы - см. ниже - сравнением с наблюдаемым полем, но в районе распространения мантийной гравитационной аномалии полный контроль невозможен). Результаты представлены на рис. 6.12 в виде изоденс на глубинах 10, 20 и 35 км. Видно, что на всех срезах в ДДВ наблюдаются заметные отличия от плотностной модели коры большей части УЩ. Под поверхностью фундамента они сосредоточены в районах Черниговской и Лохвицкой аномалий гравитационного и магнитного полей. На больших глубинах - распространены значительно шире, охватывая и юго-восточную часть впадины.

Отличия плотности пород консолидированной коры ДДВ от типичной для щита довольно значительны. На глубине 10 км они достигают 0,03-0,08, на 25 км - 0,16-0,26, на 35 км - 0,14-0,24 г/см³. Эти аномалии отражают интенсивность переработки коры в процессе рифтогенеза. Конечно, не обязательно все они связаны именно с герцинским процессом. Разница расчетного и наблюдаемого поля характеризует мантийную гравитационную аномалию, погрешность которой по указанным выше причинам установить практически нереально. По аналогии с УЩ был принят достоверный уровень фиксации этого возмущения около 20 мГл.

Для его более детального картирования проведены расчеты по профилям, расположенным между профилями ГСЗ (рис. 6.13). Пикет 0 отвечает юго-западному краевому разлому ДДВ. При расчете предполагалось, что скоростные (и, соответственно, плотностные) модели коры плавно изменяются между профилями ГСЗ. Использование дополнительного допущения, естественно, также сказывалось на достоверности выделяемой мантийной гравитационной аномалии. Поэтому построенную схему ее распределения на территории ДДВ следует воспринимать скорее как качественную. Она представлена на рис. 6.14 без указания на конкретную величину возмущения в каждом из пунктов.

Мантийная аномалия практически ограничена Днепровским бассейном ДДВ. Отдельными фрагментами юго-западнее основного возмущения, возможно, трассируется край мантийной

Гравимагнитные модели тектоносферы

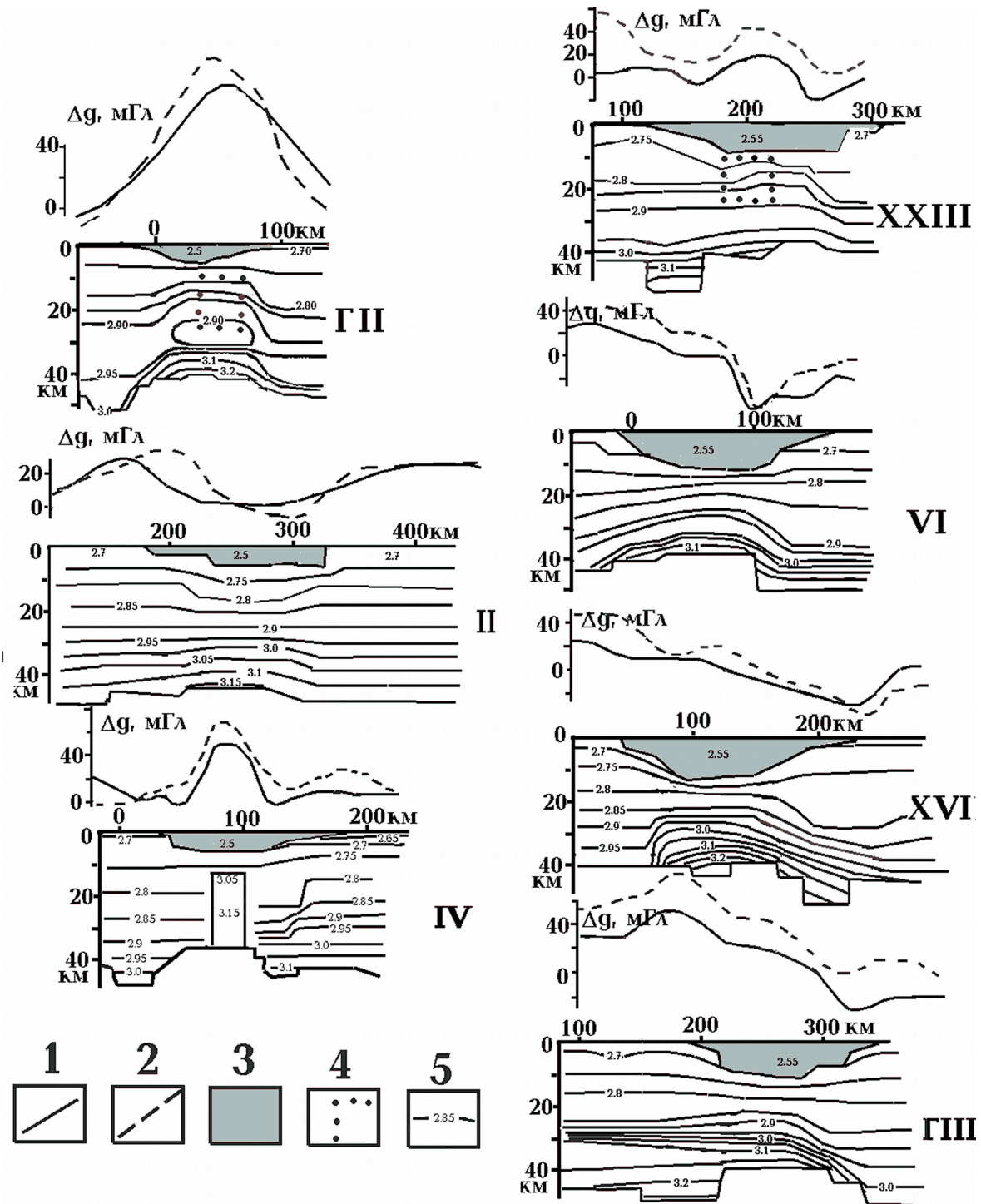


Рис. 6.11. Плотностные модели коры ДДВ вдоль профилей ГСЗ.

1, 2 - гравитационное поле (1 - наблюдаемое, 2 - расчетное), 3 - осадочный слой, 4 - объекты с аномальными плотностями рудной природы, 5 - изоденсы (в г/см³).

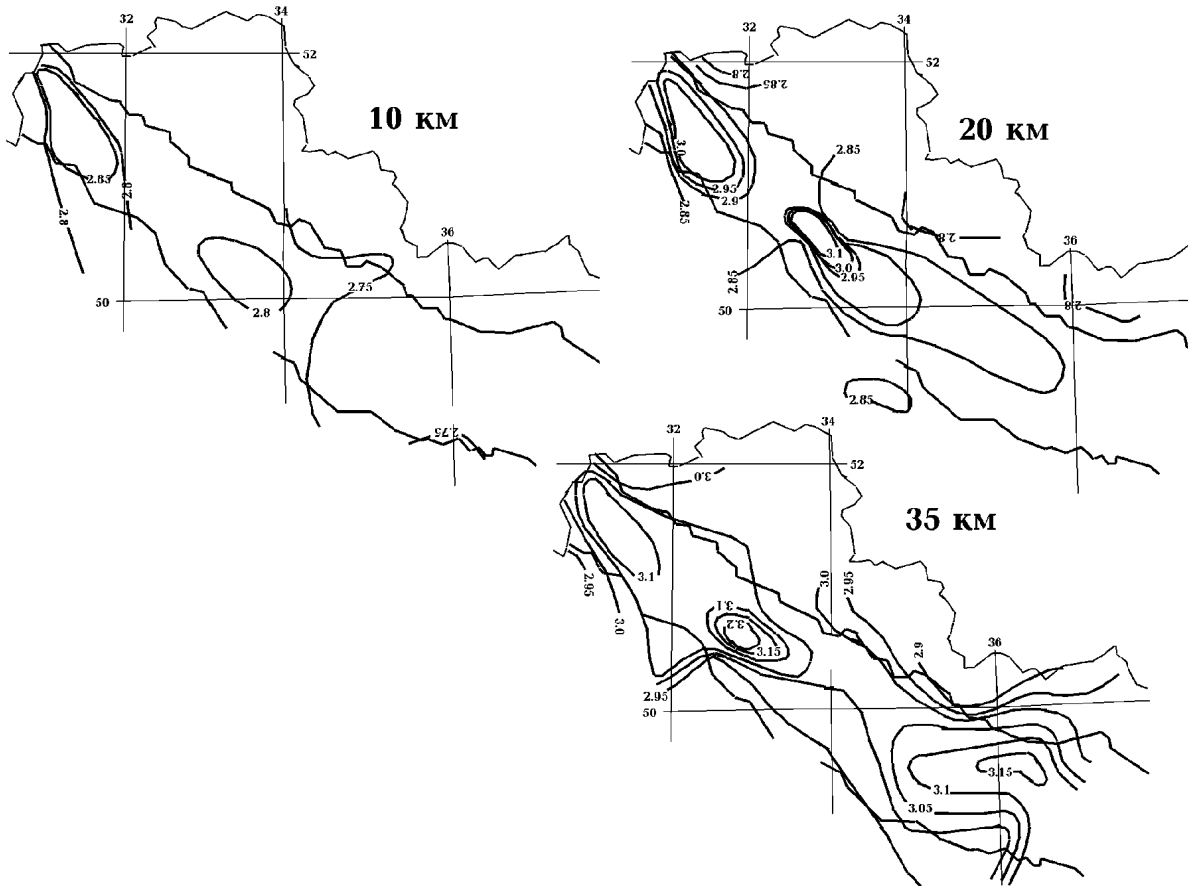


Рис. 6.12. Распределение плотности пород в коре ДДВ (в г/см^3) на глубинах 10, 20 и 35 км.

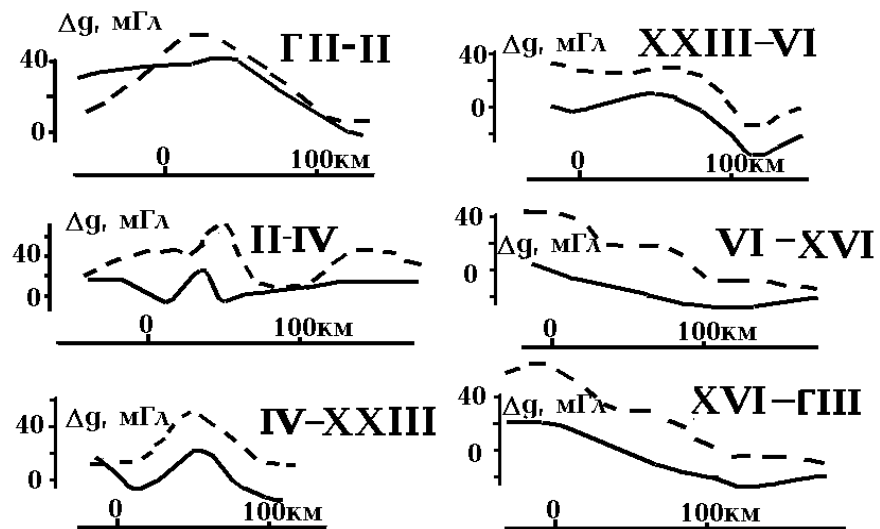


Рис. 6.13. Сравнение расчетного и наблюдаемого гравитационных полей вдоль дополнительных профилей в ДДВ.

Усл. обозначения см. на рис. 6.11.

Гравимагнитные модели тектоносферы

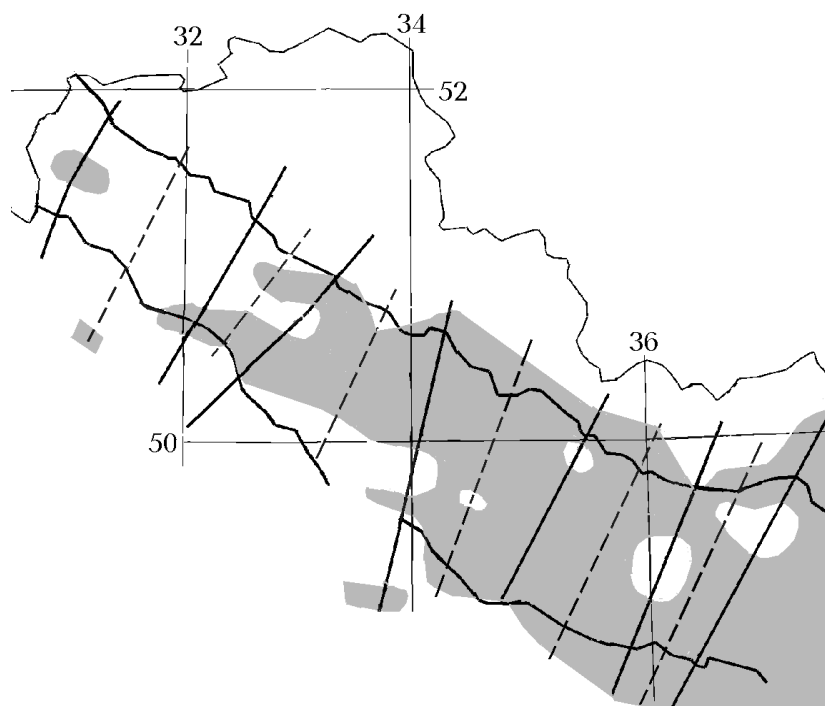


Рис. 6.14. Мантийная гравитационная аномалия интенсивностью ≥ 20 мГл в ДДВ. Штриховыми линиями показаны дополнительные расчетные профили.

гравитационной аномалии, отвечающей Днепровской зоне современной активизации на склоне УЩ [37]. Не исключено, что незначительный по площади фрагмент аномалии в районе Чернигова относится к краю возмущения, приуроченного к северной части Припятского прогиба, где установлена зона современной активизации. В отличие от результатов, полученных на щите, проведенные расчеты, возможно, фиксируют северный край мантийной гравитационной аномалии, отвечающей зоне современной активизации Приазовского массива [37]. Севернее впадины намечается возмущение, скорее всего, протягивающееся в зону современной активизации северного Донбасса. Не вызывает сомнений и продолжение аномалии собственно в Донбасс.

Современная тепловая модель тектоносферы ДДВ (см. гл. 4) позволяет обоснованно связывать мантийную гравитационную аномалию с разуплотнением пород верхних горизонтов мантии, возникшим при тепломассопереносе в ходе современной активизации (которое сопровождается уплотнением на больших глубинах). Ширина зоны аномальных σ составляет 50 км, разуплотнение в интервале глубин 40-150 км - до $0,06 \text{ г/см}^3$, уплотнение в интервале 250-390 км - до $0,045 \text{ г/см}^3$ (см. гл. 3 и [37]). Результаты расчета мантийной гравитационной аномалии представлены на рис. 6.15.

Для сравнения с расчетной величиной аномалии в сложившейся ситуации (неопределенной погрешности ее выделения сравнением поля Δg и эффекта коры) использовались результаты осреднения величины Δg_m на всех профилях, пересекающих Днепровский бассейн. Нулевой пикет сводного профиля приписан центру впадины. Длина профилей (± 80 км) ограничена для сокращения влияния на Δg_m возмущений за пределами ДДВ.

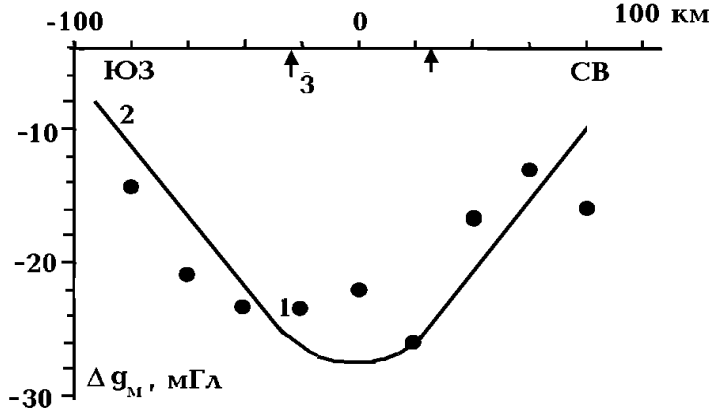


Рис. 6.15. Сравнение экспериментально установленной (1) и расчетной (2) гравитационной мантийной аномалии в ДДВ.

3 - положение краевых разломов рифейского грабена ДДВ.

Среднее различие экспериментальных и расчетных значений аномалии составляет всего 3-4 мГл, т.е., несмотря на небольшую достоверность величины аномалии в каждом пункте, в общем она хорошо согласуется с прогнозируемой принятой гипотезой глубинного процесса современной активизации и построенной в соответствии с ней тепловой моделью мантии. Краям разуплотненного объекта отвечают экспериментально установленные значения около 23 мГл.

На качественном уровне выделяется особенность распределения экспериментально установленных Δg_m : максимальные значения приурочены к краевым разломам рифейского грабена ДДВ (рис. 6.15). Возможно, с ними связано дополнительное разуплотнение пород коры, не учтенное при построении ее плотностной модели. С этими разломами совпадают края разуплотненного (перегретого и частично расплавленного) объекта в коре и мантии. Логично ожидать формирования здесь максимальных напряжений, «оживления» древних нарушений, увеличения их проницаемости.

Таким образом, результаты гравитационного моделирования, учитывающие данные интерпретации региональных аномалий магнитного поля, подтверждают принятую гипотезу глубинного процесса.

Глава 7. Современная активизация и нефтегазоносность

Геологические и геофизические признаки процесса современной активизации, охватившего, по крайней мере, Днепровский бассейн ДДВ, рассмотрены в предшествующих главах. Высказано предположение, и ранее довольно широко обсуждавшееся в литературе [32, 36, 39, 40, 42, 88, 154 и др.], о связи с ним основной нефтегазоносности (НГН) впадины. Если эта гипотеза верна, критерии выделения зоны активизации могут быть использованы и для изучения НГН. Для достижения количественного уровня анализа необходимо использовать данные о нефтегазоносности, допускающие такую процедуру.

7.1. Характеристика нефтегазоносности

О параметрах НГН можно в какой-то мере судить по данным о месторождениях углеводородов (УВ) ДДВ. Будем считать, что известные месторождения на детально изученной территории ДДВ отражают ее "полную" нефтегазоносность, т.е. количество УВ в еще не открытых месторождениях изменяется от места к месту примерно так же, как в уже открытых. Начальные добываемые запасы категорий А+В+С₁ известных месторождений (по данным из работы [5]), представленные нефтью, газом и конденсатом, пересчитаны в условное топливо (у.т.). Соответствующие величины (в млн. т у.т.) вынесены на рис. 7.1 (кроме данных по месторождениям с запасами менее 1 млн. т у.т.). Для характеристики изменчивости НГН

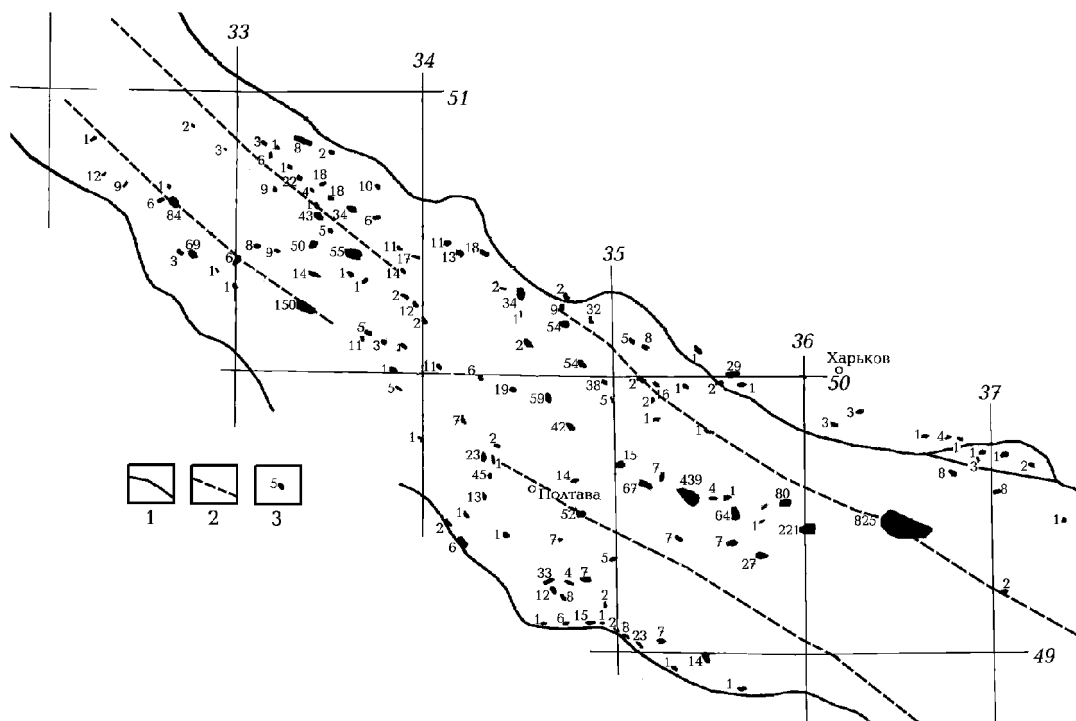


Рис. 7.1. Запасы месторождений углеводородов ДДВ (в млн. т у.т.)

1,2 - краевые разломы (1 - ДДВ, 2 - рифейского грабена), 3 - примерная площадь месторождения и его запасы.

территория впадины и ее склонов была разбита на поперечные участки шириной 25 км и продольные полосы несколько изменяющейся (в соответствии с расширением ДДВ к юго-востоку) ширины. В среднем ширина продольной полосы составляла 12,5 км. Для каждого участка и полосы вычислены суммарные запасы (F) и построены кривые их изменения вдоль и поперек ДДВ, причем значения F отнесены к центрам соответствующих участков и полос (рис. 7.2).

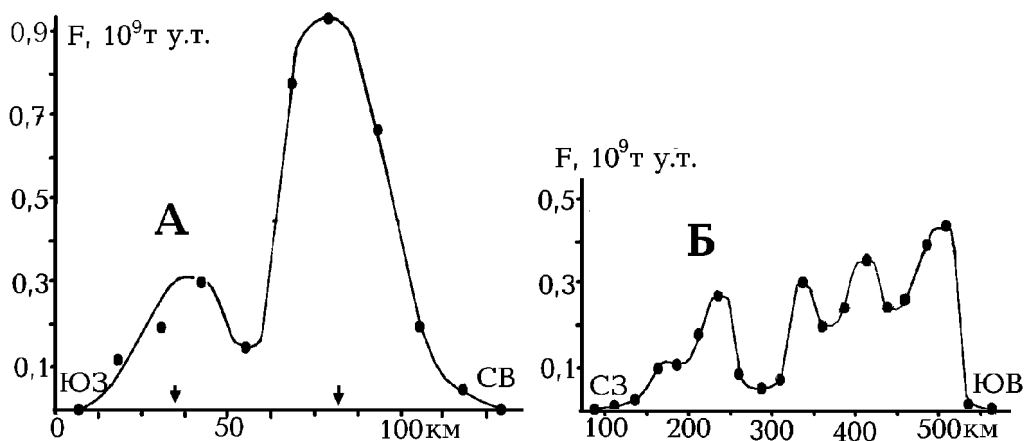


Рис. 7.2. Изменение величины F поперек (А) и вдоль (Б) ДДВ. Стрелками обозначены краевые разломы рифейского грабена.

Нулевой пикет поперечного профиля отвечает точке в 12,5 км к ю-з от краевого разлома. Продольный профиль примерно отвечает показанному на рис. 5.1.

Очевидна очень сильная изменчивость параметра F. Максимумы на поперечном профиле приурочены к краевым разломам рифейского грабена, на продольном - располагаются примерно у Западно-Ингулецкого, Криворожско-Кременчугского, Орехово-Павлоградского и Западно-Приазовского глубинных разломов (рис. В.2). Расположение у краевых разломов рифейского грабена крупнейших месторождений УВ ДДВ создает максимумы F, на склонах которых теряется эффект приуроченности многих месторождений в юго-восточной части Днепровского бассейна к краевым разломам ДДВ (рис. 7.1). Вероятно, значительная роль в формировании месторождений принадлежит выносу флюидов с УВ из очагов генерации в интервалы глубин, где располагаются залежи. Если считать, что вынос УВ происходит в зонах глубинных разломов ограниченной мощности с экспоненциальным сокращением интенсивности за их пределами, то оба распределения можно описать выражением $F = F_{\max} \exp(-1,15^x)$, где x - расстояние от разлома в десятках км. Такой вывод означает, в частности, что в юго-восточной части Днепровского бассейна, где некоторые месторождения явно приурочены к краевым разломам ДДВ, можно ожидать образования одного месторождения с запасами в первые млн. т у.т. на расстоянии около 60 км от каждого разлома, двух - на расстоянии 30-35 км, трех - на расстоянии 15 км. Конечно, для образования месторождений только выноса УВ недостаточно, необходимы условия накопления углеводородов (коллекторы, экраны).

Геохимические и изотопные данные позволяют оценить глубины формирования УВ ДДВ (флюиды частично формируются значительно глубже - вплоть до верхних горизонтов мантии - см. гл. 1). Во впадине изучена изотопия входящего в их состав углерода [131 и др.]. По

существующим представлениям относительное количество ^{13}C может указывать на вероятную глубину генерации газа [108]. Для ДДВ получаем значение $7,7 \pm 1,7$ км, которое примерно согласуется с определенным выше (см. гл. 4) для верхних кромок предполагаемых вторжений магматических тел в верхнюю часть коры и нижних кромок ячеек циркуляции флюидов, вызывающей аномалии теплового потока. Вероятно, полученная глубина немного завышена. В данном случае точнее было бы говорить об определении температуры образования метана: ведь при расчете глубины авторами [108 и др.] используется некая величина геотермического градиента. Значение T , отвечающее наиболее типичному для ДДВ изотопному составу газа, составляет около 230°C , что довольно близко к результату геотермических расчетов. К близкому выводу можно прийти при рассмотрении химизма углеводородов [21] молодых месторождений: среди них заметная доля принадлежит образующимся при максимальных температурах - $250\text{-}280^{\circ}\text{C}$.

7.2. Гравиметрические и геотермические критерии

Использование гравиметрических данных при поиске и разведке углеводородов распространено довольно широко. В частности, подобные работы проводились и в ДДВ [141 и др.]. Общая направленность их может быть охарактеризована как структурная: анализировались гравитационные эффекты, создаваемые различными контрастами плотностей структур, вмещающих залежи. Такие исследования позволяют успешно решать определенный круг задач (например, выявления и детализации формы соляных “диапиров”, диагностики блокового строения антиклинальных складок, разбитых разломами, изучения рельефа фундамента, перекрытого осадочными породами пониженной плотности, и пр.), заметно дополняя результаты сейсмических и других геофизических методов.

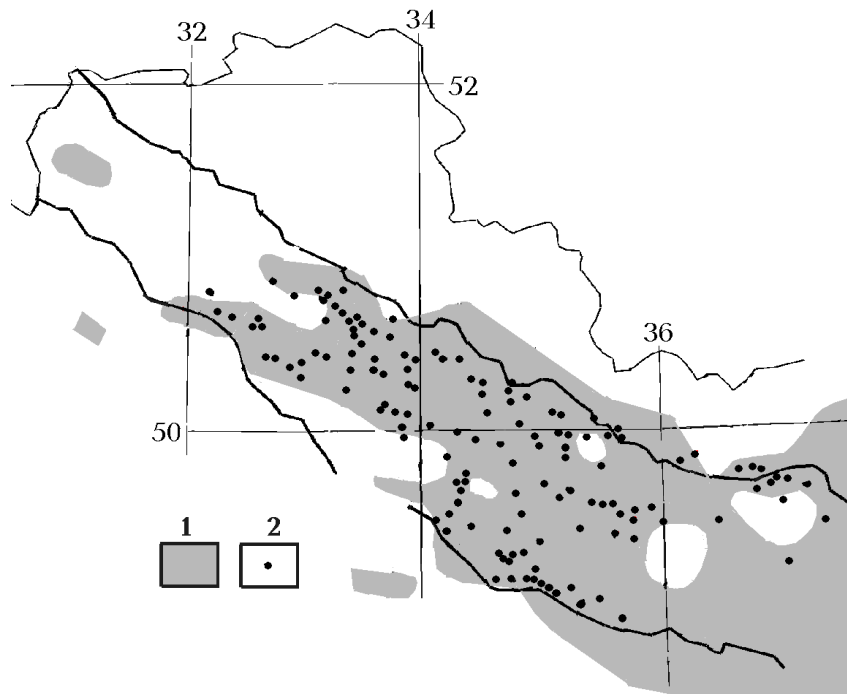


Рис. 7.3. Мантийная гравитационная аномалия интенсивностью \geq минус 20 мГл и месторождения углеводородов ДДВ.

1 - территория, занятая аномалией, 2 - месторождения.

Возможно и иное, отличное от традиционного, применение гравиметрии в поисковом геофизическом комплексе, в основе которого лежит анализ происхождения углеводородов и процессов формирования месторождений. На региональном уровне проблема может быть рассмотрена сравнением мантийной гравитационной аномалии (см. гл. 6), связанной с перегревом подкорковой мантии в зоне современной активизации и образованием глубинных флюидов, с размещением месторождений УВ в ДДВ. Результаты сравнения представлены на рис. 7.3.

Согласование представляется очевидным. Отсутствие известных месторождений в пределах аномалии в переходной зоне от ДДВ к Донбассу и в Донбассе (за исключением его северной окраины) может быть связано с менее подходящими, чем в ДДВ, условиями формирования залежей. Насыщенность пор и трещин пород Донбасса метаном общеизвестна, т.е. вынос УВ в пределах мантийной гравитационной аномалии происходит и там.

Некоторая детализация соответствия мантийной аномалии гравитационного поля и месторождений УВ ДДВ возможна при использовании изменчивости величины F вдоль и поперек впадины. В главе 6 отмечено, что значениях Δg_m обнаруживают возмущения, возможно, связанные с проницаемыми разуплотненными каналами транспортировки флюидов с углеводородами от очага их генерации к залежам. Эффекты фиксируются на качественном уровне, но все же можно предположить, что сравнение их с вариациями F даст положительный результат. На территории впадины были определены средние значения Δg_m в пределах тех же поперечных участков и продольных полос (см. выше), для которых установлены F вдоль поперечного и продольного профилей. Результаты сопоставления показаны на рис. 7.4.

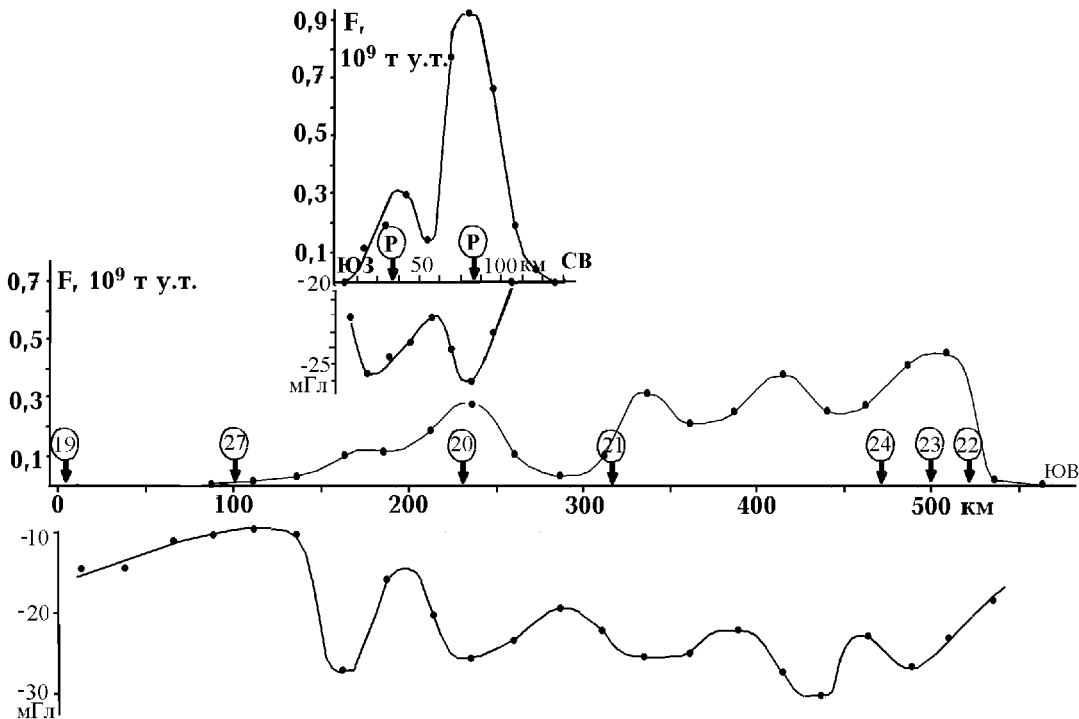


Рис. 7.4. Сравнение F с величинами мантийной гравитационной аномалии на поперечном и продольном профилях в ДДВ. Стрелками показано положение зон глубинных разломов (см. рис. В2), P – краевые разломы рифейского грабена.

Видно, что качественное соответствие максимумов F и Δg_m достигается (хотя и не повсеместно), но величины относительных вариаций мантийной аномалии очень невелики – первые миллигалы. Они вполне оправданы (см. ниже), но достоверность выделения таких слабых возмущений трудно признать достаточной, даже учитывая большую степень осреднения. Не очевидна и роль крупных зон глубинных разломов в создании аномалий F и Δg_m (рис. 7.4). Создается впечатление связи аномалий в активизированной части ДДВ (Днепровском бассейне) не только с известными глубинными разломами, но и с нарушениями более высокого ранга, вероятно, формирующими значительные проницаемые зоны в верхней части коры.

Дальнейшая детализация проведенного районирования возможна при более тщательном учете структуры осадочного чехла ДДВ, но в основном - при построении более детальных и обоснованных скоростных разрезов вдоль профилей ГСЗ. Имеющиеся данные обеспечивают скорее качественное, чем количественное, выделение мантийной гравитационной аномалии (см. гл. 6).

Более локальный уровень анализа может быть осуществлен при изучении самих каналов, по которым происходит транспортировка флюидов с углеводородами к их месторождениям и выше них (рис. 1.20 и др.), т.е. без рассмотрения мантийной гравитационной аномалии. В пределах собственно ДДВ такой анализ осложняется влиянием на гравитационное поле многочисленных плотностных неоднородностей осадочной толщи, в частности - проявлений соляной тектоники. Поэтому удобнее обратиться к данным по северо-восточному борту впадины, где открываются перспективы обнаружения принципиально нового типа залежей УВ - месторождений в трещиноватых породах кристаллического фундамента [99 и др.]. Распространение на эту территорию процесса современной активизации кроме перечисленных выше признаков подтверждается и тем, что здесь зафиксировано 10 землетрясений на глубинах 8-12 км, а на глубинах 20-30 км выделена зона с пониженной на 0,5-1 км/с скоростью сейсмических волн [80].

По геофизическим данным граница зоны современной активизации на северо-восточном склоне ДДВ устанавливается с большим допуском. Как было показано в [37], зона часто имеет разломное ограничение, поэтому в рассматриваемом районе граница была предположительно отождествлена с разломами, простирающимися примерно параллельно краевым нарушениям впадины у края мантийной гравитационной аномалии (рис. 7.5).

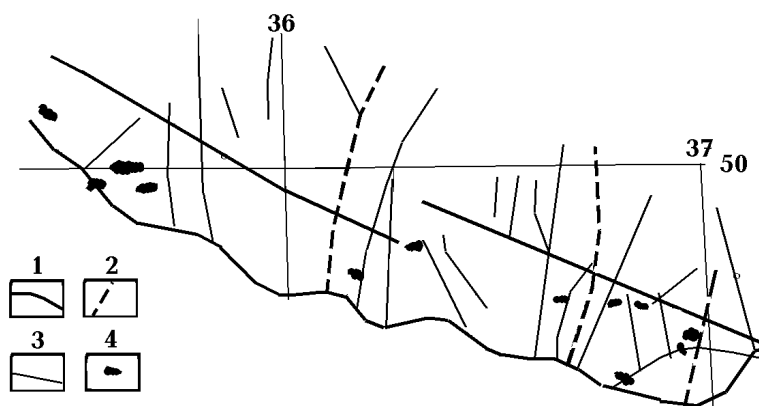


Рис. 7.5. Разломы и месторождения газа на северо-восточном борту ДДВ.

1 - краевой разлом грабена ДДВ и параллельные ему разломы, предположительно ограничивающие зону современной активизации, 2 - крупные поперечные ДДВ разломы, 3 - прочие разломы, 4 - месторождения газа.

Кроме показанных на рис. 7.5 разломов следует упомянуть факт пересечения в пределах рассматриваемого участка двух зон линейментов: Одесской и Орехово-Павлоградской [65]. Изложенные соображения позволяют предполагать, что перспективные участки на склоне впадины (т.е. такие, где происходит активное восходящее движение флюидов) должны характеризоваться аномалиями ТП (см. гл. 4) и разуплотнением пород фундамента, включающих проницаемые зоны. Оба признака связаны с современной активизацией. "... важный критерий высокопродуктивных зон генерации УВ - повышенная тектоническая активность региона в настоящее время..." [107, с. 48]. Хотя нельзя исключать, что в некоторых случаях молодые месторождения представляют собой результат не новообразования, а перераспределения углеводородов, возникших в герцинское время при максимальном прогреве наиболее богатой органикой толщи раннего карбона [21].

Изучение теплового потока в районе не имело систематического характера, поэтому аномалии могут быть и пропущены. Все же некоторые данные получены, они приводятся ниже. Интенсивность аномалий (охватывающих территории шириной в несколько километров или первых десятков километров: на индивидуальное выявление локальных приразломных возмущений в типичных ситуациях рассчитывать не приходится) должна быть в среднем несколько ниже полученной прямо вблизи разломов, находится на уровне 10 мВт/м^2 , т.е. следует ожидать полной величины ТП 53 мВт/м^2 при фоне около 43 мВт/м^2 . Местный фон, судя по результатам определений ТП в прилегающих структурах, может быть несколько понижен (на $2-3 \text{ мВт/м}^2$), что не должно заметно сказаться на результатах.

Интерпретация приразломных аномалий ТП в ДДВ и других регионах обнаруживает одну важную деталь расчетной схемы. Необходимая для гидротермальной конвекции должной интенсивности величина проницаемости пород разломной зоны намного выше, чем достигаемая при реальной связной пористости. Этот эффект может возникнуть только за счет аномальных напряжений, появляющихся при тектонической активизации. Генерируемая ими микротрещиноватость, практически не меняя объема порового пространства, увеличивает меру его связности и проницаемость растет на 1-2 порядка. Такой перколяционный эффект изучен экспериментально. Кроме того, в нефтегазоносных бассейнах Украины получены сведения о резком, практически мгновенном возрастании проницаемости под влиянием местных землетрясений [109]. Непосредственно после этих событий на поверхность в районах разломов изливались воды, по химизму которых можно сделать вывод об их глубинном происхождении. Именно быстрый массоперенос флюидами может обеспечить формирование месторождений в течение реальных интервалов времени. Оценки вымывания гидротермами углеводородов из пород и их растворимости в флюидах при указанной интенсивности массопереноса показывают, что реальное месторождение может возникнуть за время порядка 100 тыс. лет. При других подходах к расчету скорости движения вод получаются времена около 100 млн. лет [97 и др.], что в данном случае (для залежей, возникших в процессе современной активизации) совершенно неприемлемо.

Рассматриваемая полоса по имеющимся данным пересекается тремя крупными поперечными разломами (Орехово-Павлоградским, Западно-Приазовским, Центрально-Приазовским - см. рис. В.2), явно достигающими фундамента и уходящими на большую глубину в консолидированную кору [21, 65, 109 и др.]. Их характеристики на небольших глубинах изучены достаточно хорошо. Очевидно, что при активизации эти разломы могут создавать проницаемые зоны. "Наиболее резко они проявились в кристаллическом фундаменте и нижних горизонтах осадочного чехла. ...образуют системы тектонических нарушений примерно параллельных направлений. Их ширина достигает 10 км и более" [109, стр. 101].

Проанализируем степень разуплотнения, создаваемого этими структурами.

По результатам изучения плотности и открытой пористости кристаллических пород фундамента на Хухринской площади (где, как и на Юльевской площади, находящейся на изучаемой части северо-восточного склона, обнаружены промышленные залежи УВ в кристаллических образованиях) [107] установлена зависимость между параметрами: $\Delta\sigma = -0,037P$, где P - открытая пористость в % (в диапазоне плотностей 2,5-2,7 г/см³ и пористостей 0-6%). Естественно, такой вид связи может быть только в случае практически сухих образцов, при заполнении пор водой получим $\Delta\sigma = -0,027P$.

Но и этот результат реален при условии, что открытая (связная) пористость дополняется изменяющимся примерно пропорционально ей изолированным поровым пространством. В справедливости такого предположения убеждает сопоставление величины открытой пористости с результатами определения P по акустическому каротажу (т.е. ее полной величины) и у.э.с. пород того же интервала глубин [107]. У.э.с. реагирует на связную пористость и изменяется практически вне зависимости от полной P . Поскольку в разуплотнении пород участвует полная величина, логично для его подсчета принять зависимость: $\Delta\sigma = -0,023P$ для случая, когда известна полная величина пористости породы. По акустическому каротажу в общей зоне трещиноватости мощностью около 300 м средняя P составляет около 6%, т.е. аномалия плотности - 0,14 г/см³. В скважинах Юльевской площади открытая пористость составляет в среднем около 7,5% (т.е. разуплотнение составит 0,2 г/см³), но “разуплотненными” признаются только около половины пород в сопоставимом (около 300 м) интервале глубин [46], что снижает аномалию σ до 0,1 г/см³.

Полученные величины довольно близки и, вероятно, надежно характеризуют верхнюю часть разреза трещиноватых зон, но для больших глубин подобные параметры едва ли характерны. Для формирования потоков флюидов, способных создать месторождения углеводородов [32], достаточно связной пористости на уровне 1%. При учете части несообщающихся пор разуплотнение будет достигать 0,03-0,04 г/см³.

Исходя из сделанных замечаний модель зоны разуплотнения в кристаллическом фундаменте будет включать область высокого разуплотнения на глубинах от его поверхности до примерно 0,5 км (возможно, несколько больше) и низкого - до подошвы области циркуляции гидротерм - около 7 км. Между ними можно ввести небольшую зону с переходной величиной разуплотнения.

Оценки гравитационного эффекта зон проницаемости при учете их реальных размеров (10 и более км в ширину и несколько десятков километров в длину) приводят к величинам аномалий в несколько мГл. При удачном снятии фона и устранении влияния различных помех такие аномалии вполне могут быть диагностированы.

Изучалось гравитационное поле в пределах полигона размером 130x45 км с координатами углов 45°20' с.ш. - 35°35' в.д., 50°00' с.ш. - 35°20' в.д., 45°55' с.ш. - 37°15' в.д., 49°30' с.ш. - 37°00' в.д.. Пикеты направления X отсчитывались от юго-западного угла участка вдоль краевого разлома ДДВ, пикеты Y - в перпендикулярном направлении от того же нуля (рис. 7.6).

В пределах полигона находятся части двух профилей ГСЗ: VI и XVI (и расположенного между ними вспомогательного профиля), вдоль которых построены гравитационные модели (см. гл. 6). При имеющемся уровне точности моделирования можно говорить о совпадении расчетного и наблюдаемого полей, обусловленных глубинным строением региона и разуплотнением верхних горизонтов мантии в процессе современной активизации.

В остаточном поле обнаруживаются заметные отрицательные возмущения, приблизительно совпадающие территориально с местами, где полигон пересекают упомянутые

выше поперечные разломы. Однако ясно видны и возмущения поля разного знака, не имеющие к ним отношения. Сведения о структурах прилегающей части ДДВ дают возможность понять природу этих аномалий, наиболее интенсивные части которых находятся вне изучаемого полигона.

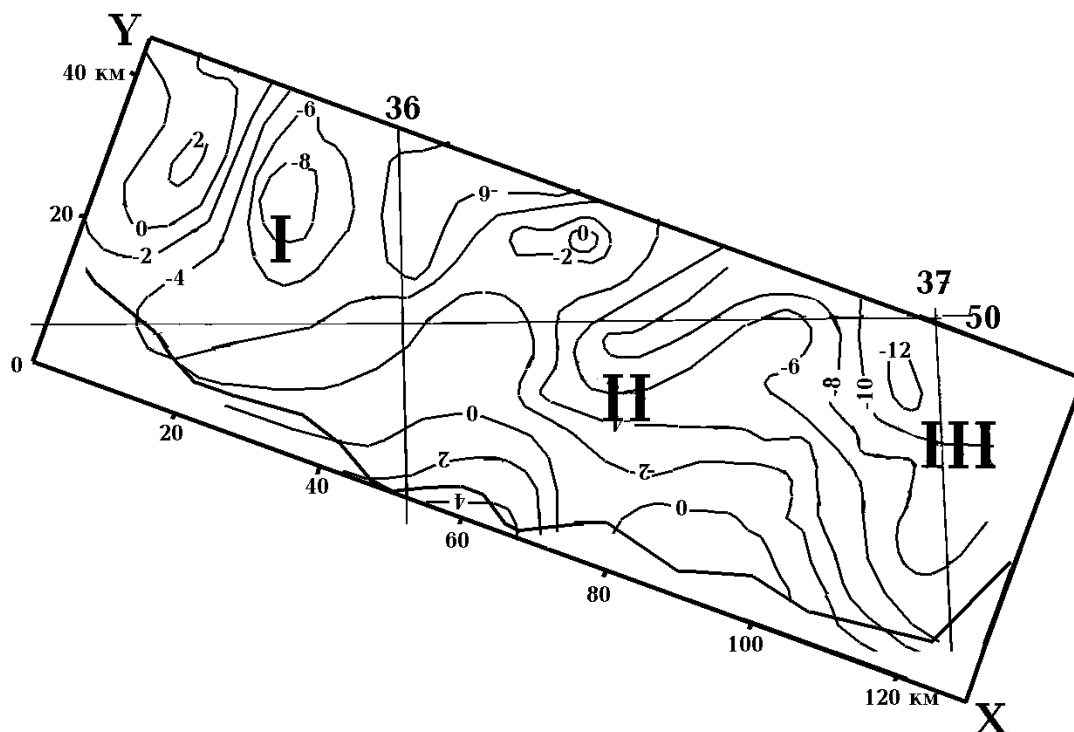


Рис. 7.6. Гравитационное поле (изолинии - в мГл) в пределах полигона на с-в борту ДДВ после устранения помех.

Отрицательные возмущения гравитационного поля связаны с соляной тектоникой. Геолого-геофизическими исследованиями района здесь (как и во многих частях ДДВ) обнаружен ряд структур, в пределах которых поверхность соли негоризонтальна, что может обусловить гравитационный эффект. Вблизи юго-западной и центральной частей полигона протягивается цепочка штоков (глубже скорее всего объединенных в вал): Кленовский, Нововодолажский, Валковский, Карайкозовский и др.. Вблизи юго-восточной окраины полигона известны Бригадировские штоки, возможно также имеющие юго-восточное валообразное продолжение [111, 127 и др.]. Положительная аномалия в ДДВ (окраинная часть которой заметна на полигоне) вызывается, вероятно, относительным уплотнением пород в одном из термальных куполов, рассмотренных выше. Поскольку распределение максимальной температуры литогенеза в его пределах подробно изучено на основе экспериментальных данных по отражающей способности витринита [21 и др.], сравнительно легко построить аномальную плотностную модель объекта.

Рассмотрим плотностные модели, использованные для устранения указанных помех на полигоне, несколько подробнее.

Модель соляных структур основана на данных из работ [88, 111, 127 и др.]. Считалось, что глубже 10 км во впадине на значительной территории распространены породы рифея без соли.

Эта глубина не является критичным параметром для результатов расчета, так как без заметного изменения горизонтального градиента расчетного поля в пределах полигона она может быть изменена на 1-2 км. Выше располагался слой мощностью 1-2 км, где соль распространена более или менее равномерно на значительной части впадины в окрестностях полигона. Оба элемента считались уже включенными в региональную модель (хотя в ней они и не представлены специальными слоями, а входят в состав более мощных с приписанной им средней плотностью). Над региональным слоем соли предполагалось наличие длинного вала высотой около 2 км и шириной 5-10 км. Над ним - узкие (шириной около 2 км) дайкообразные поднятия соли. Длина наиболее влияющего на поле полигона поднятия (в районе Валковского штока) составляла около 6 км. В верхней части разреза описанная соляная дайка увенчана расширением в виде “шляпки гриба” мощностью в среднем около 0,5 км. Глубина ее кровли - 2-3 км.

Приповерхностные части описанной соляной структуры практически не проявляются в поле полигона, но их учет необходим, так как дает возможность сравнения расчетного поля в районе штоков с наблюдаемым. Именно здесь исчезновение интенсивной (до 20-25 мГл) аномалии наиболее определенно указывало на правильность выбранной модели и позволяло надеяться на успешное устранение помехи в пределах территории изучаемого полигона.

Аномальная плотность соли сокращалась с приближением к поверхности от 0,45 до 0,25 г/см³.

В пределах полигона величины поправок достигали 10-12 мГл у краевого разлома в юго-западной части и быстро сокращались как вдоль разлома так и к северо-востоку от него. В юго-восточной части полигона поправки не превышали 4 мГл у краевого разлома.

Модель термального купола была основана на различиях в температурах литогенеза, составивших на глубине 5 км и более 50-100⁰С. По формуле $\sigma = 2,85 - 1,6 \exp (5 \cdot 10^{-6} T^2 - 10^{-2} T - 0,5)$, где T - в ⁰С, σ - в г/см³ из [32] перепад плотностей в этом случае (для диапазона температур 175 - 275⁰С) можно оценить в 0,05-0,10 г/см³. Размеры приблизительно изометричного купола - несколько десятков километров. В его верхней части плотностная аномалия существенно сокращается. Плотности, известные непосредственно по керну нескольких пробуренных в этом регионе глубоких скважин, не позволяют достоверно установить кровлю объекта. В этой ситуации обнаруживается преимущество расчета плотности осадочных пород по температуре литогенеза: есть возможность уловить даже слабо выраженные возмущения, которые, охватывая значительные объемы пород, способны создавать значимые аномалии гравитационного поля.

Возраст термального купола считался киммерийским, соответственно влияние прогрева на плотность было ограничено триасом (глубина - около 2 км). Конечно, в этой части модель купола оказалась гипотетичной, но другие реальные варианты не приводят к изменению поправок в пределах полигона, а над самим куполом различия в расчетном эффекте не превышают точности наблюдаемого поля.

Расчет показал, что в районе краевого разлома ДДВ (X = 65-110) поправка достигает максимума - около 4 мГл. В северо-восточном направлении ее величина быстро сокращается, приближаясь к нулю на расстоянии 10-12 км от разлома.

Сведения о рельефе фундамента на территории полигона [46, 127 и др.] и плотностях кристаллических и осадочных пород позволяют утверждать, что здесь отсутствуют объекты, неучтенные при расчете поля по профилям ГСЗ, способные создать аномалии, сопоставимые по величине с прогнозными. Распределение аномального гравитационного поля на полигоне, очищенного от указанных “внешних” помех, показано на рис. 7.6.

Очевидно выделение трех зон отрицательных аномалий, в то время как положительные аномалии практически отсутствуют, нигде не достигая значащего уровня. Самая западная зона I в районе Юльевского месторождения представлена понижением поля примерно на 4-5 мГл, в зоне II (к которой приурочено Хорошовское месторождение) понижение поля составляет 2-3 мГл, в зоне III (включающей Коробочкинское, Ртищевское и Борисовское месторождения), не имеющей в пределах полигона восточного ограничения, поле понижено на 6-7 мГл.

Простираение изолиний аномального поля позволяет предположить, что в формировании разуплотненных зон фундамента принимают участие не только поперечные, но и диагональные разломы. Если зоны воспринимать (как это сделано в рассмотренной выше модели) только как поперечные, их ширина за счет влияния диагональных нарушений может существенно увеличиться. Это обстоятельство затрудняет процедуру количественного анализа поля. В том же направлении работает и рассмотренная выше неопределенность фона. Поэтому для сопоставления расчетного и аномального полей последнее было осреднено по профилям длиной около 30 км каждый, которые начинались у краевого разлома и простирались примерно перпендикулярно ему. Таким образом удавалось сгладить влияние упомянутых факторов.

Полученная кривая (рис. 7.7) сопоставлена с расчетной. При расчетах использовались указанные выше параметры зон разуплотнения в фундаменте. Плотностные аномалии были закреплены. Подбиралась только ширина зон разуплотнения в их средней части (примерно в 15 км от краевого разлома). В процессе подбора обнаружилась недостаточность расчетных величин отрицательной аномалии в зоне III. Для достижения нужной величины была использована большая - не 0,5 км, а 1 км - мощность верхней наиболее разуплотненной части аномального объекта (см. выше).

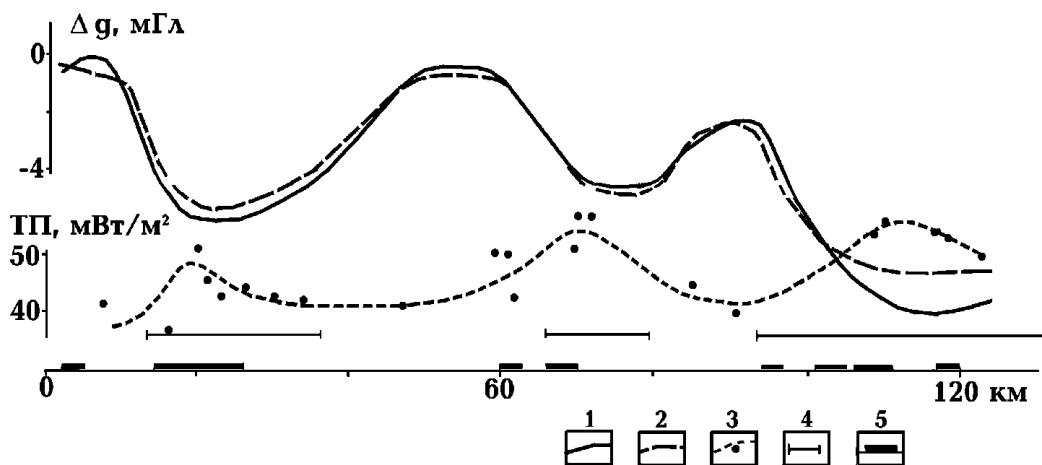


Рис. 7.7. Распределение глубинного ГП и сравнение осредненного аномального гравитационного поля на полигоне с расчетным.

1 - осредненное аномальное гравитационное поле, 2 - расчетное гравитационное поле, 3 - значения в пунктах определения и сглаженное распределение глубинного ГП, 4 - подобранная ширина зон разуплотнения, 5 - расположение известных месторождений газа.

Результаты сравнения явно демонстрируют, что принятая гипотеза о существовании зон разуплотнения, связанных с подводными каналами для флюидов, формирующих

месторождения газа над глубинной зоной активизации, реальна. В зоны разуплотнения попадает большая часть (9 из 11) известных на полигоне месторождений. Их суммарные запасы составляют 46 млн. т у.т., вне зон разуплотнения оказывается два месторождения с суммарными запасами 4 млн. т у.т.. Здесь же обнаружены и заметные (согласующиеся с прогнозными) аномалии теплового потока (рис. 7.7). Стоит, впрочем, заметить, что аномалия теплового потока в зоне I только намечена. Это не удивительно, так как в регионе не проводились целенаправленные геотермические исследования.

Если проследить нарушения, фиксируемые в зоне II, на юго-запад, то в пределах грабена ДДВ они приведут к Ефремовской структуре, в пределах которой обнаружена аномалия изотопии гелия, указывающая на наличие в нем незначительной добавки мантийного газа. Этот факт тоже можно рассматривать как подтверждение связи рассматриваемых зон разуплотнения с глубинной активизацией.

Между тем ситуацию нельзя признать совершенно ясной. Геологические данные, которые, в конечном счете, послужили основой для выполненного моделирования, не обнаруживают столь разительных отличий территорий с разуплотненным и неразуплотненным фундаментом. Известные по геологическим данным разломы различного ранга вынесены на рис. 7.5. Попытаемся характеризовать их распространенность внутри зон разуплотнения и вне них, используя критерий “плотности разломов”, т.е. длину поперечных (и диагональных) дизъюнктивов на единицу площади районов. Вне зон разуплотнения получим 0,09 п.км/км² (п.км - погонный километр разлома). Внутри зон - примерно 0,10 п.км/км². Эти результаты фиксируют плотность разломов на поверхности фундамента. В нижней части осадочной толщи получим соответственно 0,08 п.км/км² и 0,12 п.км/км². Представление о росте насыщенности разломами в нижней части осадков может быть неверным: в первом случае данные получены для полосы шириной 30 км северо-восточнее краевого разлома, во втором - в среднем только 15 км (в других местах нет данных). Можно зафиксировать различия в плотности разломов всего лишь до полутора раз. Если приведенная схема разуплотнения (и роста проницаемости) реальна, дело должно быть не в количестве крупных доступных изучению дизъюнктивов, а в их качественном отличии, появляющимся при активизации. Представляется, что это - интересный предмет специального исследования на данной территории. Не исключено, впрочем, что трещиноватость пород фундамента распространена и далеко за пределами зон собственно разломов. Во всяком случае, она предполагается по всей поверхности кристаллических пород в районе вокруг горста, вмещающего Юльевское месторождение [46].

Несмотря на сделанные замечания, следует констатировать, что прогнозные признаки формирования залежей УВ на полигоне обнаружены. Наиболее благоприятными для возникновения месторождений логично признать территории, находящиеся одновременно над глубинной зоной активизации и в пределах зоны разуплотнения - районы А (рис. 7.8), расположенные в пределах между краевым разломом и параллельным ему нарушением в 15 км к северо-востоку (пикеты У от 0 до 15-20), у пикетов Х 13-37, 67-82 и более 95. Как уже указывалось, на эти территории попадает большинство известных на полигоне месторождений газа. В них залежи газа встречены как в разуплотненных породах фундамента так и в вышележащих образованиях осадочного слоя вплоть до среднего карбона.

Конечно, над зоной активизации могут существовать и локальные каналы повышенной проницаемости, не выделенные в процессе проведенных исследований относительно мелкого масштаба. Возможно, к ним приурочены и два месторождения вне зон разуплотнения. Поэтому оставшиеся части приразломной полосы шириной 15 км следует наметить в качестве перспективных территорий второй категории - В. К ней можно отнести и зоны разуплотнения,

продолжающие на северо-восток районы категории А. Тем более, что в пределах центральной разуплотненной зоны (II) известно продолжение на северо-восток аномалии теплового потока (к сожалению, трудно сказать что-то определенное о сохранении интенсивности этого возмущения, так как данных слишком мало). На северо-восточном продолжении двух других зон разуплотнения вообще нет определений ТП. Наименее перспективными представляются районы, продолжающие на северо-восток приразломные районы категории В. Отнесем их к третьей категории перспективности - С.

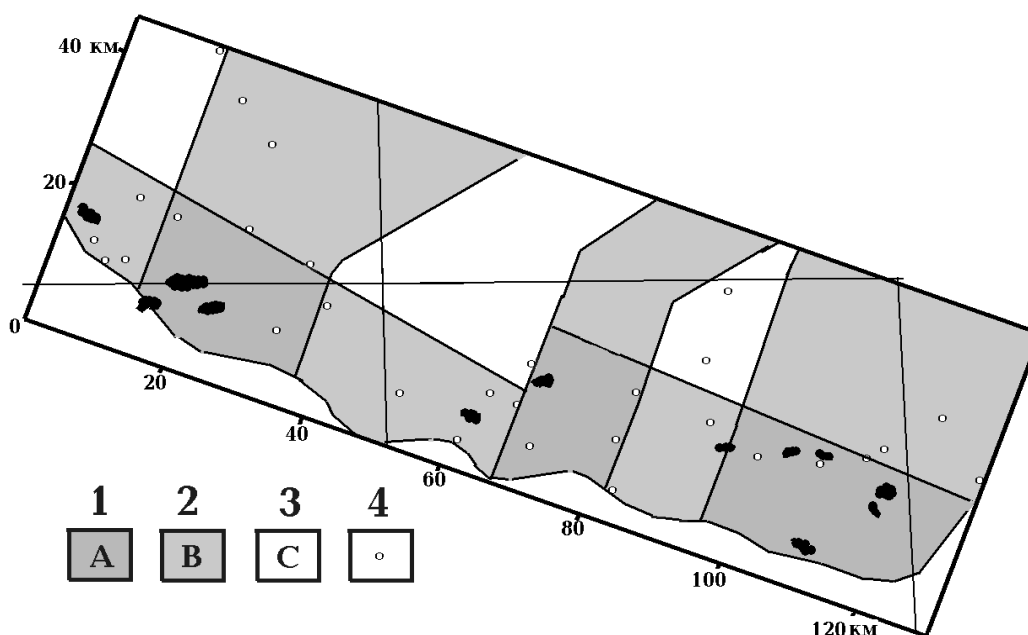


Рис. 7.8. Районы различной перспективности на обнаружение месторождений углеводородов на с-в борту ДДВ.

1-3 - разновидности районов (см. текст), 4 - поисковые скважины, намеченные по геологическим данным [107].

До проведения данного исследования гравитационного поля (и предшествовавших ему исследований глубинных процессов) в регионе были по геологическим (структурным) и другим соображениям намечены к бурению поисковые скважины [107]. Из них 31 попала в пределы полигона. Только 9 оказались в районах с перспективностью А, 18 - В и 4 - С. Представляется рациональным учесть информацию, полученную в результате гравитационного моделирования, при прогнозе и распространить проведенные исследования на более значительную территорию северо-восточного склона ДДВ (и, возможно, северо-восточную окраину Донбасса - Преддонецкий прогиб), где ситуация принципиально не отличается от рассмотренной: северо-восточный край зоны современной активизации располагается вблизи краевого разлома.

Следующим этапом анализа гравитационного поля в пределах районов с перспективностью А и В должно стать изучение локальных структур, в которых могут непосредственно концентрироваться залежи УВ. Некоторые такие образования уже обнаружены бурением и детальной сейсморазведкой в Юльевском районе (I на рис. 7.6) [46, 111]. Поэтому можно утверждать, что речь идет о горстовых (по фундаменту) образованиях с амплитудами 50-100 м шириной в первые километры и длиной до 5 км. Перепад плотности

между приподнятыми породами фундамента и вмещающими их осадочными породами оценить довольно сложно, так как кристаллические породы существенно трещиноваты, часть заменена корой выветривания. Во всяком случае, речь должна идти о величинах плотностного контраста на уровне $0,1 \text{ г/см}^3$.

Проведенные тестовые расчеты показали, что при реальных глубинах рассматриваемых структур (3-4 км по кровле) трудно надеяться на формирование положительной гравитационной аномалии, которая могла бы быть замечена при указанной выше неопределенности снятия фона в пределах полигона (аномалия составляет десятую долю миллигала). Не исключено, что может идти речь об обратном (отрицательном) эффекте, связанном с аномальной нарушенностью осадочного слоя над залежью УВ. Но этот вопрос также следует изучать при исследованиях иной детальности, чем предпринятые в настоящей работе. Как показано выше, обычная информация о разломах региона не дает возможности реально оценить степень трещиноватости среды.

7.3. Геоэлектрические критерии

Геоэлектрические исследования, направленные на выявление аномалий проводимости, связанных с месторождениями нефти и газа, довольно широко распространены. В процессе их выполнения рассматриваются изменения удельного электрического сопротивления, обусловленные как заполнением пор пород углеводородами, так и возникающие в процессе изменений пород под действием УВ вокруг залежей и над ними. В этом разделе предпринята попытка изучения очага формирования глубинных флюидов, содержащих углеводороды, и путей их миграции, приводящей к образованию месторождений.

Возможность постановки такой задачи базируется на результатах длительных геолого-геофизических исследований строения, истории развития и НГН ДДВ и сформулированной на их основе гипотезы происхождения месторождений углеводородов [88], связывающая их с современной активизацией. Геофизические следствия такой гипотезы проконтролированы выше. Успех контроля позволил перейти к построению геоэлектрической модели верхней части коры впадины по данным МТЗ и МВП, используя гипотезу (наряду с другими данными) для создания модели первого приближения.

Имеющиеся данные позволяют представить ее для верхней части коры ДДВ в описанном в главе 5 виде. Разрез начинается слоем с низкими ρ , отражающим мезозойские осадочные породы впадины. Его мощность 2-3 км, у.э.с. не превышают первых Ом·м. Ниже располагается толща осадков палеозоя мощностью 4-8 км с величиной ρ в несколько десятков Ом·м. Величина суммарной продольной проводимости осадочного слоя (S_{oc}) ДДВ достигает 3000 См в центральной части рифейского грабена (причем 90% S_{oc} обеспечивает слой мощностью 2-3,5 км). В центральной части впадины под палеозойскими осадками находится слой пород рифея общей мощностью 6-10 км. В его пределах около трети представлено образованиями, содержащими шунгит и графит с концентрацией порядка 2%. Величина у.э.с. таких пород - около 25 Ом·м [34, 37, 154]. При плавлении средней части коры (примерно на глубинах от 20 до 25-30 км) образуется флюид, способный насытить вышележащую толщу с концентрацией $n \cdot 0,1\%$. Такой процесс должен понизить ρ углеродсодержащих пород рифея примерно до 10 Ом·м. Возможно и некоторое увеличение связности графитовых включений и дальнейшее сокращение у.э.с.. Таким образом, S рассматриваемого слоя может составить несколько сотен симменсов, сопоставимой величины S может достичь и зона пропитки флюидами и отдельными вторжениями кислой магмы на глубинах 10÷20 км (она в несколько раз мощнее углеродсодержащего слоя). Глубже возможен еще один проводник в зоне частичного

плавления. Здесь ρ может опускаться до нескольких десятков Ом·м, как и в мантийном объекте на глубинах около 50-100 км. Оценка S мантийного объекта составляет от нескольких сотен до 1-2 тысяч симменсов. Коровой зоне частичного плавления при реальных содержаниях расплава (до 5%) и потери большей части мигрировавших вверх флюидов может отвечать слой с незначительной величиной S - около 200 См.

Очевидно, что обнаружение рифейского и среднекорового проводников с такими геоэлектрическими параметрами под осадочной толщей с сопоставимыми или большими величинами S представляется очень трудной задачей. Ее решение рассмотрено в главе 5. Для сопоставления результатов с НГН были выбраны два профиля. Один - в северо-западной части Днепровского бассейна (где S осадков минимальна, а современная активизация не вызывает сомнений) - пр. III (рис. 5.1), здесь геоэлектрическая модель сопоставлена с изменениями F вдоль профиля А (рис. 7.2). Второй - профиль вдоль оси впадины (рис. 5.1, Б на рис. 7.2), на котором может быть построена модель, максимально отражающая распределение проводимости в объектах, простирающихся перпендикулярно ДДВ (см. гл. 5).

Рассмотрим итоговый геоэлектрический разрез вдоль пр. А. Параметры проводящего объекта, расположенного в рифейских отложениях, подбирались таким образом, чтобы его интегральная проводимость G была наибольшей. Объект шириной около 50-60 км с кровлей на глубине 6-7 км распространен до 10-11 км, ρ в основном 5 Ом·м, G - порядка $5 \cdot 10^7$ См·м. Эта величина сопоставима с G верхней проводящей части осадочной толщи ДДВ.

Обращает на себя внимание наличие высокопроводящего вертикального канала, приуроченного к южной бортовой части ДДВ, который протягивается от верхов осадков до глубин 10-11 км. Другой вертикальный проводящий канал севернее введен по аналогии с первым. В качестве альтернативы здесь можно в модели оставить высокопроводящие части выше 2 км и ниже 6,4 км, но у.э.с. частей должно быть меньше, чем в представленной модели. Имеющаяся сеть наблюдений не дает возможности обоснованно характеризовать систему таких каналов во всей модели. По отдельным понижениям ρ можно лишь допустить, что не исключено продолжение по крайней мере северного канала в район, обеспечивающий поступление флюидов, переносящих УВ из рифейской толщи, обогащенной углеродом, не только внутри рифейского грабена, но и в пределах полос шириной 10-20 км северо-восточнее и юго-западнее обрамляющих его разломов.

Геоэлектрическая модель вдоль профиля Б (рис. 7.9) подтверждает существование проводника в рифейских отложениях ДДВ. В районе пересечения впадины Кировоградской аномалией электропроводности намечается и более глубокий проводящий объект в средней (кристаллической) части коры.

Полученные результаты позволяют (при всей очевидной недостаточной плотности сети наблюдений и неоднозначности истолкования геоэлектрических данных) констатировать подтверждение высказанной в [88] гипотезы происхождения месторождений углеводородов и обнаружение отчетливо выраженной связи проводящих объектов под осадками палеозоя с зонами генерации и транспортировки содержащих УВ флюидов. В интервале глубин 6-12 км выделен прерывистый слой с у.э.с. преимущественно 5-10 Ом·м, который можно отождествить с гипотетической углеродсодержащей толщей рифея, при активизации (тепловом и химическом воздействии глубинных флюидов) ставший источником углеводородов. Температуры образования УВ впадины, восстановленные по их изотопному и химическому составу, согласуются с тепловой моделью коры ДДВ в этом интервале глубин. В Деснянском бассейне, где почти нет месторождений УВ, проводник отсутствует (пр. Б пк 0-170). В районе разрыва проводящего объекта (пр. Б пк 270-290) фиксируется резкое сокращение F почти до

нуля. Юго-восточное ограничение проводника (пр. Б пк 515) может быть связано с отсутствием сопоставимых по достоверности данных в переходной зоне и Донбассе. Однако можно отметить, что в этом же районе величина F в ДДВ сокращается до нуля. Нефтегазоносность отмечается только на северной окраине Донбасса.

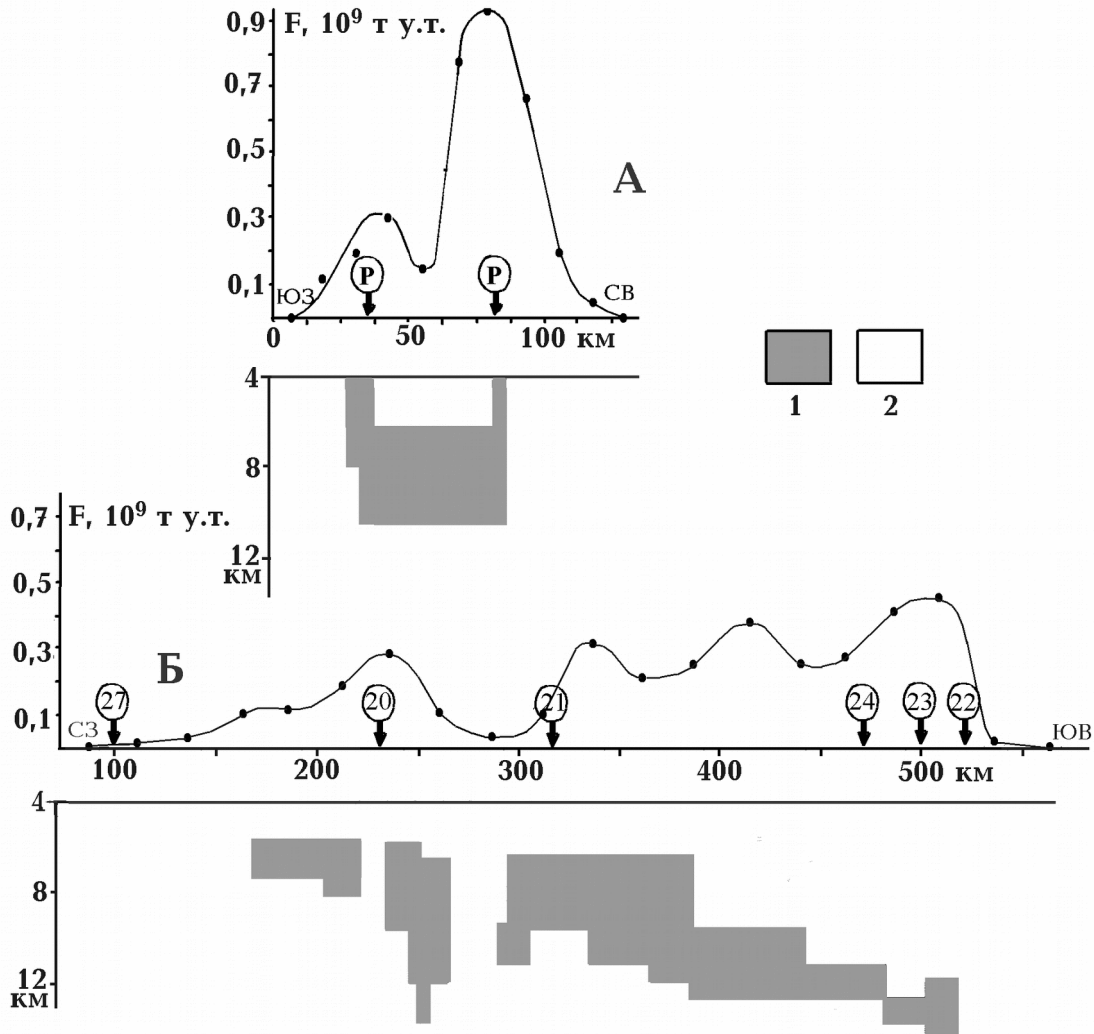


Рис. 7.9. Расположение проводящих объектов в верхней части коры и нефтегазоносность ДДВ.

1, 2 - объекты с у.э.с. (1 – 1-25 Ом·м, 2 - более 25 Ом·м). Остальные усл. обозначения - см. на рис. 7.2 и 7.4.

Изменения глубины кровли проводящего объекта вдоль ДДВ в общем согласуется с предполагаемым погружением кровли рифея по мере роста мощности более молодых осадков к юго-западу. Мощность объекта представляется несколько завышенной по сравнению с вероятной толщиной углеродсодержащей части рифейского комплекса.

Возможно, объект включает и часть зоны пропитки флюидами нижележащих отложений рифея и древнего фундамента.

Согласование проводников с максимумами нефтегазоносности впадины делает возможным (при более детальных исследованиях) привлечение данных глубинной геоэлектрики (наряду с другой геолого-геофизической информацией) к ее районированию по перспективности обнаружения месторождений углеводородов. Исключением представляются проводящие объекты в фундаменте впадины, но в [88] показано, что содержание углерода в кристаллических породах в принципе допускает формирование месторождений УВ и без участия пород осадочного слоя. И такая гипотеза должна быть рассмотрена.

Параметры проводящих зон в нижней части осадочного слоя ДДВ и верхних горизонтах ее фундамента указывают на возможность обнаружения таких объектов сейсмическими методами. Аномальный нагрев может вызывать понижение скоростей продольных сейсмических волн на первые десятые доли км/с. Не исключается образование зон пониженных скоростей.

При геологическом истолковании сейсмических разрезов на глубинах 10-15 км в юго-восточной части ДДВ (рис. 1.8-1.9) возможно включение в состав палеозойского осадочного слоя литогенетически измененных (и относительно высокоскоростных) пород рифея, скорости сейсмических волн в которых понижены вследствие перегрева. На продольном профиле в юго-восточной части впадины, расположение которого больше подходит для изучения скоростного разреза собственно ДДВ, чем поперечных профилей, фиксируется зона значительного понижения V_p [102, 103] – рис. 2.7 – на глубинах около 8-12 км. Ее расположение примерно согласуется с проводящим объектом на пр. Б пк 300-500. На профиле ГСЗ IV (рис. 2.7), вдоль которого построен наиболее детальный скоростной разрез в ДДВ, выделяются две вертикальные зоны пониженных скоростей в 35-40 км по обе стороны от оси впадины. Глубина их верхних частей, вероятно, соизмерима с глубиной фундамента (5-10 км), вниз они протягиваются до 20-30 км. Их можно (учитывая погрешности обоих методов) отождествить с вертикальными каналами, выделенными по геоэлектрическим данным на пр. А (рис. 7.9).

Приведенные данные позволяют констатировать соответствие геофизической информации принятой гипотезе происхождения углеводородов ДДВ, глубины их генерации и путей транспортировки.

Заключение

Задачи, поставленные авторами во Введении, в целом удалось решить, несмотря на многочисленные пробелы в геологической и геофизической изученности территории Днепровско-Донецкой впадины.

Анализ имевшихся геолого-геофизических литературных данных по строению, истории развития и нефтегазоносности ДДВ и результатов собственных исследований, проведенный с использованием единого методического подхода и адвекционно-полиморфной гипотезы глубинных процессов, позволил авторам построить непротиворечивую схему развития региона на протяжении последних 1,7 млрд. лет (в том числе - на современном этапе), обосновать предположения о происхождении месторождений нефти и газа (совпадающие с ранее сформулированной концепцией А.Е. Лукина [88]), предложить геофизические критерии районирования территории впадины по нефтегазоносности, изучить геоэнергетические ресурсы ДДВ.

Удалось привлечь к рассмотрению (использовать к качестве средства контроля правильности гипотезы глубинных процессов) весь комплекс региональной геологической информации (сведения о мощностях частей осадочного слоя различного возраста, амплитудах перемещений по обрамляющим разломам, составе магматических пород и экзгаляционных образований, химизме и изотопии подземных вод, палеотемпературах, молодых и современных движениях поверхности и др.) и геофизических данных (скоростных разрезах коры и мантии, плотностных и магнитных моделях коры, сведений о распределении теплового потока и глубинных температур на разных глубинах в разные периоды развития ДДВ, об электропроводности пород ее осадочного слоя и кристаллической коры).

Определено отсутствие заметных тепловых возмущений в тектоносфере региона, связанных с тепломассопереносом в периоды формирования рифейского и герцинского рифтов и пермской активизации. Соответственно в ДДВ нет аномалий физических полей, обусловленных тепловыми возмущениями этих этапов развития региона. Аномалии, отражающие события этих этапов эволюции структуры, вызываются только сформированными в периоды активизации изменениями состава и структуры ее земной коры.

Установлено значительное влияние процесса современной активизации (геологические проявления которого кажутся довольно "скромными") на "термическое возбуждение" недр ДДВ, формирование слоев частичного плавления пород средней части коры и верхних горизонтов мантии, восходящего потока флюидов, несущего углеводороды и тепло к поверхности. Эти результаты могут послужить хорошей основой для разработки более детальных, чем рассмотренные в монографии, критериев поисков месторождений нефти, газа и земного тепла. Конечно, для решения таких задач необходимы геофизические исследования по гораздо более плотной сети, чем использованная в работе.

Для этого представляются необходимыми дополнительные определения изотопного состава гелия, растворенного в глубинных водах, прежде всего – на территории совсем не изученного Деснянского бассейна. Эти данные позволят более уверенно судить о распространении на эту часть ДДВ (или ее фрагменты) процесса современной активизации, о наличии или отсутствии его связи с активизацией северной части Припятского прогиба. Значительный интерес могут представлять такие исследования в переходной зоне от ДДВ к Донбассу и более детальные работы на одной или нескольких структурах, результаты которых позволили бы представить

Заключение

контуры изотопных аномалий в плане, характер связи с проницаемыми разломами в осадочном слое.

Последний вариант изотопных исследований логично дополнить детальным изучением теплового потока тех же структур. Комплекс изотопных и геотермических данных (дополненный гидрохимическими, геоэлектрическими и гравиметрическими) может создать информационную базу для построения более обоснованной и детальной модели формирования месторождений нефти и газа и разработки критериев их поиска. В рамках такого исследования возможно существенное уточнение и оценки геоэнергетических ресурсов локальных структур, формулирование методики максимально эффективного извлечения глубинного тепла.

Далеко не исчерпаны и возможности региональных исследований впадины. Прогресс в этом направлении может быть связан прежде всего с построением более информативных скоростных разрезов земной коры ДДВ, повторной интерпретацией данных ГСЗ с использованием современных методик. Проведенные к настоящему времени во впадине ГМТЗ можно рассматривать в качестве рекогносцировочного этапа исследований, потенциал этого метода далеко не исчерпан.

Литература

1. Амиров В.К. Геологические результаты глубинных магнитотеллурических зондирований по профилю Новгород-Северский—Звенигородка // Геофизические исследования на Украине. - Киев: Наук. думка. - 1969. - С. 49-62.
2. Артюшков Е.В., Беэр М.А. О механизме образования нефтегазоносных бассейнов Западно-Сибирской плиты и Русской платформы // Геология и геофизика. - 1987. - 11. - С.25-36.
3. Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины / Ю.А. Арсирий, А.А. Билык, М.И. Бланк и др. - К.: Мингео УССР. - 1984. - 190с.
4. Атлас. Глибинна будова літосфери та екогеологія України / Ред. М.М. Байсарович, О.Ю. Митропольський, І.С. Чуприна. - К.: ІГН НАНУ. - 2002. - 55с.
5. Атлас родовищ нафти і газу України. Т. I-III. Під ред. М.М.Іванюти та ін. - Львів. - 1998.
6. Бабаев В.В., Будымка В.Ф., Сергеева Т.А. и др. Теплофизические свойства горных пород - М.: Недра. - 1987. - 157с.
7. Балабушевич И.А. Припятский грабен. - К.: Наук. думка. - 1965. - 172с.
8. Белявский В.В., Бурахович Т.К., Кулик С.Н. и др. Электромагнитный методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Знание Украины. - 2001. - 227 с.
9. Блоковая тектоника кристаллического фундамента Днепровско-Донецкого авлакогена (в связи с нефтегазоносностью) // Под ред. И.И. Чебаненко, Н.М. Гавриленко, В.П. Клочко. - К.: Наук. думка. - 1991. - 155с.
10. Боборыкин А.М., Гарецкий Р.Г., Емельянов А.П. Сейсмологические исследования в Белоруссии в 1984-1988 гг // Сейсмологические и геотермические исследования на западе СССР. - Минск: Наука и техника. - 1993. - С.6-22.
11. Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Логвинов и др. Геоэлектрическая модель тектоносферы Припятского прогиба // Геофиз. журн. - 1996. - 18. - 5. - С. 71 - 79.
12. Бутурлинов Н.В. Магматизм грабенообразных прогибов юга Восточно-Европейской платформы в фанерозое // Автор. дис...д-ра геол.-мин. наук.- К. 1979.- 46 с.
13. Валеев Р.Н., Клубов В.А., Островский М.И. Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы // Сов. геология. - 1969. - 4. - С.58-67
14. Варенцов И.М., Голубев Н.Г. Конечно-разностная технология решения двумерных прямых задач геоэлектрики в классе региональных моделей // Электромагнитное зондирование Земли. - М: ИЗМИРАН.- 1985. - С. 23-28.
15. Волошина З.Г. Вулканогенные образования девона центральной части Днепровско-Донецкой впадины // Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. - К.: Наук. думка. - 1977. - С.55-74.
16. Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса // Ред. Н.П. Семененко. - К.: Наук. думка. - 1977. - 156с.
17. Гавриш В.К. Глубинное строение и эволюция Днепровско-Донецкого палеорифта // Геотектоника. - 1987. - 2. - С.119-128.

Литература

18. Гавриш В.К., Рябчун Л.И. О связи рифтообразования и вулканизма // Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. - К.: Наук. думка. - 1977. - С.23-34.
19. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Стратиграфия / Ред. Айзенберг Д.Е.- К.: Наук. думка. - 1988.- 148 с.
20. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие. / Ред. В.К. Гавриш. - К.: Наук. думка. - 1989. - 206с.
21. Геология и нефтегазоносность Днепровско - Донецкой впадины. Нефтегазоносность / Ред. Доленко Г.Н. - К: Наук. думка. - 1989. - 204с.
22. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Эндеогенные процессы и нефтегазоносность / Ред. Доленко Г.Н.- К: Наук. думка. - 1991.- 148с.
23. Геотектоника Волыно-Подоллии / Ред. И.И. Чебаненко. - К.: Наук. думка. - 1990. - 244с.
24. Геохимия гидротермальных рудных месторождений / Ред. Х.Л. Барнс.- М.:Мир. - 1982. - 622 с.
25. Глубинное строение и динами земных недр территории Белоруссии. - Минск: Наука и техника. - 1991. - 317с.
26. Гоньшакова В.И., Корзун В.П. Особенности проявления щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтоидного магматизма на древних платформах в связи с проблемами верхней мантии // Кора и верхняя мантия Земли. - М.: Наука. - 1968. - С. 156-168.
27. Гоньшакова В.И., Ружицкий В.О. Особенности протекания щелочно-ультраосновного-щелочнобазальтоидного магматизма в структурах Русской платформы // Сов. геология. - 1973. -2. С.71-79.
28. Гоньшакова В.И., Ружицкий В.О., Бойчук М.Д. и др. Трубки взрыва и дайки кимберлитоподобных пород Русской платформы // Изв. АН СССР, Сер. Геологическая. - 1967. - 10. - С.31-46.
29. Гордиенко В.В. Тектоносфера Припятской впадины // Геоф. журнал. - 1994. - 3. - С.14-23.
30. Гордиенко В.В. Комплексная геофизическая модель верхней мантии Трансь-европейской зоны активизации // Геофиз. журнал. - 1997.-1. - С.39-53.
31. Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. - К.: ИГФ НАНУ. - 1998. - 85с.
32. Гордиенко В.В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины. - К.: Интелект. -1999. - 101с.
33. Гордиенко В.В. Магнитные модели земной коры территории Украины - К.: Знание. - 2000. - 92с.
34. Гордиенко В.В. Природа коровых и мантийных проводников // Геофиз. журнал. - 2001. - 1. - С.29-39.
35. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В, Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Геотермический атлас Украины. - К. ИГФ НАНУ. – 2004. – 60с.
36. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Геофизическая модель земной коры северо-западной части Днепровского бассейна. // Геофиз.журн. - 2003. - 1. - С.79-91
37. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). - К.: Корвін пресс. - 2005. - 210с.

38. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Геотермические исследования северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины // Докл. НАНУ. - 2002. - 6. - С.119-124.
39. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Тепловая модель земной коры центральной части Днепровского бассейна // Докл. НАНУ. - 2003. - 1. - С.119-124.
40. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Тепловой поток Земли юго-восточной части Днепровского бассейна // Докл. НАНУ. - 2003. - 4. - С.110-115.
41. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Усенко О.В. Тепловое поле территории Украины. - К.: Знание Украины. - 2002. - 170с.
42. Гордиенко В.В., Логвинов І.М. Нафтогазоносність та об'єкти високої електропровідності в корі Дніпровсько-Донецької западини // Геологія і геохімія горючих копалин. - 2005. - 4. - С.13-26.
43. Гордиенко В.В., Тарасов В.Н. Современная активизация и изотопия гелия территории Украины. - К.: Знання. - 2001. - 102с.
44. Гордиенко В.В., Усенко О.В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. - К. ИГФ НАНУ. - 2003. - 147с.
45. Гордиенко В.В., Усенко О.В. Процесс рифтогенеза на примере герцинского Днепровско-Донецкого рифта // Геофиз. журнал. - 2002. - 4. - С.62-80.
46. Демьянчук В.Г., Чебаненко И.И., Крот В.В. и др. Новые данные о составе кристаллических пород фундамента Юльевской зоны Днепровско-Донецкой впадины // Геол. журнал. - 1988. - 6. - С.84-92.
47. Джиноридзе Н.М. Континентальный рифтогенез и галокинез // Континентальный и океанский рифтогенез. - М.: Наука. - 1985. - С.61-83.
48. Дьяконова А.Г., Ингеров А.И., Рокитянский И.И. Электромагнитные зондирования на Восточно-Европейской платформе и Урале. - Киев: Наук. думка. - 1986. - 140 с.
49. Дядькин Ю.Д. Основы геотермальной технологии - Л.: ЛГИ. - 1985. - 176с.
50. Дядькин Ю.Д., Богуславский Э.И., Вайнблат А.Б. и др. Геотермальные ресурсы СССР // Геотермические модели геологических структур - С. Петерб.: ВСЕГЕИ. - 1991. - С.168-176.
51. Завгородняя О.В., Гордиенко І.В., Логвинов І.М., Тарасов В.М. Геоенергетичні ресурси України // Фундаментальні орієнтири науки. - К.: Академперіодика. - 2005. - С.178-200.
52. Зингер Б.Ш., Панкратов О.В., Файнберг Э.Б. Пленочное моделирование поверхностных и глубинных неоднородностей // Изв. РАН. Физика Земли. - 1992. - 10 - С. 93 - 108.
53. Иванова А.В. Использование витринитовой термометрии в геологии нефти и газа // Сов. геология. - 1991. - 3. - С.11-15.
54. Ильченко Т.В. Некоторые аспекты эволюции Днепровско-Донецкого рифта (по данным ГСЗ) // Геофиз. журнал. - 1997. - 3. - С.69-80.
55. Ильченко Т.В., Калюжная Л.Т. Скоростная и стратиграфическая модели Днепровско-Донецкого палеорифта (по профилю ГСЗ Решетиловка - Синевка) // Геофиз. журнал. - 1999. - 1. - С.85-94.
56. Ильченко Т.В. Результаты исследований методом ГСЗ вдоль трансекта Евробридж-97// Геофиз. журнал. - 2002. - 3. - С.36-50.

Литература

57. Ингеров А.И., Бугримов Л.П., Рокитянский И.И., Колдунов А.А. Результаты региональных исследований МТЗ по изучению глубинного строения юго-восточной Украины. - К.: Геоинформ. - 1987.- 275 с.
58. Ингеров А.И., Бугримов Л.П., Рокитянский И.И., Колдунов А.А. Результаты исследований МТЗ по изучению геоэлектрического разреза земной коры по геотраверсу VIII Килия-Кривой Рог-Харьков. - Киев: Геоинформ. - 1987.- 235 с.
59. Истомин А.Н., Евдошук Н.И. Геодинамические условия формирования Днепровско-Донецкой впадины // Геофиз. журнал. - 2002. - 6. - С.143-155.
60. История развития и минерагения чехла Русской платформы // Ред. Ю.Г. Старицкий. - Л.: Недра. - 1981. - 224с.
61. Карпий В.С., Ливанов П.И. Электроразведочные работы в центральной части Днепровско-Донецкой впадины // Геофизические исследования на Украине. - Киев: Техніка. - 1968. - С.195-203 с.
62. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел - М.: Наука, - 1964. - 488 с.
63. Карта геотермальных ресурсов Украины. М-б 1 : 2 500 000 / Гордієнко В.В., Гордієнко І.В., Завгородня О.В. - 2002.
64. Карта глубинного теплового потока Украины. М-б 1 : 2 500 000 / Гордієнко В.В., Гордієнко І.В., Завгородня О.В., Усенко О.В. - 2002.
65. Карта разрывных нарушений и основных зон линейментов юго-запада СССР / Ред. Н.А. Крылов. - М.: Мингео СССР. - 1988.
66. Кимберлитовые породы Приазовья / Ред. Кононова В.А. - М.: Наука. - 1978 - 320с.
67. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Оценка средних содержаний H_2O , Cl , F , S в деплетированной мантии на основе составов расплавленных включений и закалочных стекол срединно-океанических хребтов // Геохимия. - 2006. - 3. - С.243-266.
68. Корзун В.П., Махнач А.С. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. - Минск: Наука и техника. - 1977. - 164 с.
69. Короновский Н.В. Краткий курс региональной геологии СССР. - М.: МГУ. - 1984. - 334с.
70. Куснир Н.И., Стомба С.Н., Стифенсон Р.А. Особенности формирования северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины по данным прямого и обратного двухмерного моделирования // Геофиз. журнал. - 1997. - 1. - С.14-21.
71. Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины - К.: Наук. думка. - 1971. - 141с.
72. Ладановский Б.Т. Алгоритм обработки данных МТЗ // Тезисы докладов Пятых геофизических чтений им. В.В. Федынского. - М. - 2003.- С.134 -135.
73. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Груба В.И. Минералогия Донецкого бассейна. - К.: Наук. думка. - 1975. - Ч.1.- 254 с.
74. Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. - М.: Недра. - 1976. - 193с.
75. Липская Н.В., Денискин М.А., Никифорова Н.Н. и др. Магнитотеллурические исследования западной части Русской платформы // Естественное электромагнитное поле и исследование внутреннего строения Земли. - М.: Наука. - 1971. - С.132-142.
76. Липская Н.В., Бабушников М.С., Владимиров Н.П. и др. Вариации естественного электромагнитного поля и их связь с электропроводностью земных недр. - Минск: Наука и техника. - 1972. - 160с.
77. Лисицин А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. - М.: Наука. - 1978.- 392 с.

78. Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Мальковец В.Г. Глубинный метасоматоз и преобразование верхней мантии Южного Прибайкалья по данным изучения ксенолитов Бартойского вулканического ареала // Геохимия. - 2005.- 3. - С.275-301.
79. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геодинамика. - К.: Наук. думка. - 1988. - 140с.
80. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы III, VII, IX. - Киев: Наук. думка. - 1993. - 160с.
81. Логвинов И.М. Геоэлектрические параметры осадков Днепровско-Донецкой впадины по данным двумерного моделирования результатов МТЗ // Геофиз. журн. - 2002 - 6. - С.17-23.
82. Логвинов И.М. Карта суммарной продольной проводимости осадочного чехла Днепровско-Донецкой впадины по результатам двумерного моделирования электромагнитных данных // Физика Земли. - 2002. - 11. - С.94-96.
83. Логвинов И.М., Рокитянский И.И. Каталог векторов Визе на Восточно-Европейской платформе // Геомагнитные исследования. - М.: Сов. радио. - 1982. - 28. - С.25-31.
84. Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Поведение магнитовариационных параметров на магнитных обсерваториях Украины // Докл. НАНУ. - 2003. - 2. - С.118-123.
85. Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Параметры магнитотеллурического поля Кировоградской аномалии электропроводности на территории Днепровско-Донецкой впадины // Докл. НАНУ. - 2003. - 9. - С.124 -130.
86. Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Геоэлектрическая 2 D-модель Кировоградской аномалии электропроводности // Геофиз. журн. - 2005. - 27, 5 - С.754-769.
87. Лопатников С.Л. Основные уравнения теории квазидвумерной конвекции в тонких проницаемых пластах // Физика Земли. - 1999. - 1. - С.52-62.
88. Лукин А.Е. Литолого-динамические факторы нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах. - К.: Наук. думка. - 1997. - 224 с.
89. Лукин А.Е., Луговая И.П., Загнитко В.Н. Природа палеогеотермических критериев нефтегазоносности // Изв. АН СССР, сер. геол. - 1988. - 8. - С.113-125.
90. Ляшкевич З.М., Марушкин А.И. Вулканические формации Днепровско-Донецкой впадины. - К.: Наук. думка. - 1982. - 180 с.
91. Ляшкевич З.М., Марушкин А.И. Минералогические признаки состава верхней мантии Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта // Докл. НАНУ.-1997.-11.- С.126-136.
92. Магматические горные породы. Т.2. Щелочные породы / Ред. Кононова В.А.- М.: Наука.-1984.- 416 с.
93. Магматические горные породы. Т.5. Ультраосновные породы /Ред. Лазько Е.Е., Шарков Е.В.- М.: Наука. - 1988.- 510 с.
94. Магматические горные породы. Т.6. Эволюция магматизма в истории Земли. /Ред. Коваленко В.И. - М.: Наука.-1987.- 438 с.
95. Медарис Л.Г., Фурнель Д.Х., Ванг Х.Ф., Елинек Е. Термобарометрия и реконструкция химического состава шпинель-пироксеновых симплектитов: доказательство существования раннего граната в лерцолитовых ксенолитах неогеновых лав Чехии // Геология и геофизика. - 2000. - 1. - С.260-268.
96. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра. - 1976. - 280с.
97. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. - М.: Недра. - 1983. - 280с.
98. Милановский Е.Е. Геология СССР. Часть 1. М.: МГУ. - 1987. - 416с.

Литература

99. Нефтегазоперспективные объекты Украины. Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов / Ред. В.А. Краюшкин, В.П. Ключко, В.В. Гладун, Б.И. Маевский, О.Г. Цеха. - К.: Наук. думка. - 2002. - 296с.
100. Новожинский К., Пушкарев П.Ю. Анализ эффективности программ для двумерной инверсии магнитотеллурических данных // Физика Земли. - 2001.- 6. - С.72-85.
101. Орлюк М.І. Геомагнітне поле України: екологічний аспект // Геолог України. - 2003. - 1. - С.64-70.
102. Павленкова Н.И. Особенности разных подходов к интерпретации данных непрерывного профилирования // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. - М.: Недра. - 1980. - С.29-40.
103. Павленкова Н.И., Баранова Е.П. Днепровско-Донецкая впадина // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. - М.: Недра. - 1980. - С.82-86.
104. Палиенко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины - К.: Наук. думка. -1992. - 116 с.
105. Панов Б.С., Гриффин В.Л., Панов Ю.Б. РТ-условия образования хромпиروпа из кимберлитов Украинского щита // Докл. НАНУ. - 2000. - 3. - С.137-143.
106. Петрофизика. Т. 1 / Ред. Н.Б. Дортман. - М.: Недра. - 1992. - 391с.
107. Поиски углеводородов в кристаллических породах фундамента на северном борту Днепровско-Донецкой впадины. - К.: ИГН АН УССР. - 1989. - 52с.
108. Прасолов Э.М. Особенности газообразования и газонакопления в свете изотопных данных // Происхождение и формирование состава природных газов по данным изотопной геохимии. - Л.: ВНИГРИ. - 1981. - С.4-22.
109. Разломная тектоника и нефтегазоносность Украины. - К.: Наук. думка. - 1989. - 116с.
110. Рахлін Л., Гулеюк Л., Накалов Є. та ін. Магнітотелурична станція "GEOMAG-02" // Нові геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища. - Львів: КВ ІГФ НАНУ. - 2005. - С.22-23.
111. Региональные сейсмические исследования в Днепровско-Донецкой впадине. - К.: Укргеофизика. - 1993. - 84с.
112. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Т.2. Использование включений при изучении генезиса пород и руд. - М.:Мир. - 1987 - 632 с.
113. Рокитянский И.И. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. - Киев: Наук. думка. - 1975. - 279 с.
114. Рокитянский И.И., Кулик С.Н., Логвинов И.М. и др. Аномалия электропроводности в Центральной Украине // Геофиз. сб. АН УССР. - 1974. - 60. - С.29-36.
115. Рокитянский И.И., Харченко С.П. Опыт магнитотеллурического зондирования на пересечении Кировоградской аномалии и Днепровско-Донецкой впадины // Геофиз. сб. АН УССР, вып. 86 - 1978. - С. 61-66.
116. Ромм Е.С. Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. - М.: Недра. - 1966. - 271с.
117. Рябчиков И.Д. Флюидный массоперенос и мантийное магмообразование // Вулканология и сейсмология. - 1982. - 5. - С.3-9.
118. Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Коваленко В.И. и др. Экспериментальное изучение взаимодействия флюида со слюдястым шпинелевым лерцолитом при высоких температурах и давлениях // ДАН СССР. Сер. геол. - 1983 - 3. - С.38-46.

119. Рябчиков И.Д., Соловова Н.П., Когарко Л.Н., Брай Г.П., Нтафлос Т., Симакин С.Г. Термодинамические параметры генерации меймечитов и щелочных пикритов Маймеча-Котуйской провинции (по данным изучения расплавных микровключений) // Геохимия. - 2002.- 11.- С.1139-1150.
120. Сейсмологические и геотермические исследования в Белоруссии. - Минск: Наука и техника. - 1985. - 137с.
121. Сейсмология Припятского прогиба. - Минск: Наука и техника. - 1990. - 162с.
122. Слензак О.І., Верховцев В.Г. та ін. Розломна тектоніка України і локалізація корисних копалин. - Київ:ІГН НАНУ. - 1995 - 202с
123. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. - 1996. - 3. - С.228-239
124. Современное гидротермальное рудоотложение / Ред. Э. Дегенс, Д. Росс. - М.: Мир. - 1974. - 280 с.
125. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. - К.: Наук. думка. - 1986. - 184с
126. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Литосфера юго-восточной Европы по данным геофизики // Изв. АН СССР, сер. геол.. - 1983. - 12. - С.3-12.
127. Структурная карта по отражающему и условному горизонтам в отложениях палеозоя юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. - К.: Укргеофизика. - 1991.
128. Структурно-геологическая карта фундамента Северного борта ДДВ. М-б 1:200 000 / Почтаренко В.И., Колосовская В.А., Беланов В.М. и др. - К.: Геопрогноз. - 1988.
129. Толстых М.Л., Наумов В.Б., Озеров А.Ю. и др. Состав магм извержения 1996 г. Карымского вулканического центра (Камчатка) по данным изучения расплавных включений // Геохимия. -2001- 5. - С. 498-509.
130. Томиленко А.А., Чепуров А.И., Пальянов Ю.Н. и др. Летучие компоненты в верхней мантии (по данным изучения флюидных включений) // Геология и геофизика.-1997 - 1. - С.276-285.
131. Травникова Л.Г., Астахов М.И. Изотопно-геохимические характеристики природных газов Днепровско-Припятской нефтегазоносной провинции // Происхождение и формирование состава природных газов по данным изотопной геохимии. - Л.: ВНИГРИ. - 1981. - С.83-104.
132. Трегубенко В.И., Мегедь Г.В., Горняк З.В., Василенко В.А. Результаты площадной съемки МТЗ м-ба 1:2500000 в западной части Украины // Киев: Геоинформ. - 1994. - 210с.
133. Трегубенко В.И., Финчук Л.Л., Белошопская Н.В. Результаты региональных работ методом МТЗ северо-западной части УССР // Киев: УТГФ. - 1989. - 130 с.
134. Усенко О.В. Состав магматических пород как отражение глубинного процесса // Геофиз. журнал. - 2004. - 3. - С.111-119.
135. Усенко О.В. Роль флюидов в процессе дифференциации расплавов // Докл. НАНУ. - 2005. - 4. - С.108-114.
136. Харитонов О.М., Омельченко В.Д., Дрогицкая Г.М. и др. Литосферный трансект Бухарест-Чернобыль // Докл. НАНУ. - 1995. - 5. - С.84-87.
137. Цымбал С.Н., Вуйко В.И., Иванов И.Н. и др. Гранаты глубинных минеральных ассоциаций центральной части Припятского вала // Минерал. журнал. - 1983. - 2. - С.67-78.
138. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. - К.: Наук. думка. - 1972. - 176с.
139. Чекунов А.В. Геологія України, суміжних районів Тетіса і нова глобальна тектоніка // Геол. журнал. - 1976. - 3. - С.3-19.

Литература

140. Чекунов А.В., Кившик Н.К., Харитонов О.М. и др. Профиль ГСЗ Путивль - Кривой Рог через сверхглубокие скважины Украины // Геофиз. журнал. - 1992. - 1. - С.3-10.
141. Чирвинская М.В., Забелло Г.Д., Смекалина Л.В. Особенности литолого-фациального состава и истории накопления девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины // Геофизические исследования на Украине. - К.: Техніка. - 1969. - С.71-78.
142. Чирвинская М.В., Соллогуб В.Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. - К.: Наук. думка. - 1980. - 180с.
143. Шумлянский В.А. Киммерийская металлогеническая эпоха на территории Украины. - К.: Наук. думка. - 1983. - 220с.
144. Шумлянский В.А., Квасница В.П. Платформенный магматизм и алмазоносность юго-запада Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1992. - 2. - С.17-26.
145. Эллен С.С., Валеев Р.Н. Главный девонский ров Восточно-Европейской платформы // Докл. АН СССР. - 1970. - 5. - 1168-1171.
146. Bächler D., Kohl T., Rybach L. Characteristics of upper crust convective flow in the Rhine graben: application to the Gamma fault at Landau (Germany) // The Earth's thermal field and related research methods. - М.: RUPF. - 2002. - P.10-11.
147. Bahr K. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion// J. Geophys. - 1988.- 62. - P.119- 127.
148. Červ V., Pek J., Menvielle M. Bayesian Monte Carlo for MT tensor decomposition// Protokol uber das 21 Kolloquium "Electromagnetische Tiefenforschung". - 2005.- P.69-80.
149. Chave A.D., Smith J.T. On electric and magnetic galvanic distortion tensor decomposition// J. Geophys. Res.- 1994.- 99- P. 4669- 4682.
150. Cloos H. Hebung - Spaltung - Vulkanismus // Geol. Rundschau. - 1939. - 30. - P. 401-519.
151. Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G. Occam's inversion: a practical algorithm for the inversion of electromagnetic data // Geophysics. - 1987.- 52. - P.289- 300.
152. Egbert G., Booker J.R. Robust estimation of geomagnetic transfer function// Geophys. J. R. Astron. Soc.- 1986- 87.- P.173- 194.
153. Gass I.J. The evolution of volcanism in the junction area of the Red sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts // Phil. Trans. Roy. Soc. Sec. A.-1970. - 267. - P.369-381.
154. Gordienko V.V., Logvinov I.M. Geoelectrical model of the upper crust of the Dnieper-Donets basin and its oil-gas potential // Proceedings of the institute of fundamental studies. - 2004. - P.21-29.
155. Groom R.W., Bailey R.C. Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local 3-dimensional galvanic distortion// J. Geophys. Res.-Solid Earth and Planets. - 1989.- 94. - P.1913- 1925.
156. Gudfinnsson G.H., Presnal D.C. Continous gradations among primary carbonatic, melilitic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3-8 GPa // J. Petrol.-2005. - V. 46 - P. 1645-1659.
157. Harte B., Hunter R.H., Kinny P.D. Melt geometry, movement and krystallization, in relation to mantle dykes, veins and metasomatism // Phil. Trans. R. Soc. Lond.. - 1993. - 342.- P. 1-21.
158. Jankowski J., Marianiuk J., Ruta A., Susksdorff C., Kivenen M. Long term stability of a torque-balance variometer with photoelectric converters in observatory practice // Geophys. Surv. - 1984. - 6. - P.367-380.
159. Koster van Groos A.F., Wyllie P. J. Liquid immiscibility in the system NaAlSi₃O₈-CO₂-H₂O and its bearing on the genesis of carbonatites // Am. J. Sci.. - 1968. - 266.- P. 932-967.

160. Kovacicova S. Modelling of the geomagnetic induction anomaly sources over the eastern margin of the Bohemian Massif and its contact with the West Carpathians//Ph. D. Thesis. Charles University. Praha. – 2001 - 88p.
161. Lebedev L.M. Minerals of contemporary hydrotherms of Cheleken // Geoc. Int. – 1972.- 9.- P.485-504.
162. Marquering H., Snieder R. Shear-wave velocity structure beneath Europe, the northeastern Atlantic and western Asia from waveform inversions including surface-wave mode coupling // Geophys. J. Int.. – 1996. – 127. – P.283-304.
163. Mysen B.O., Kyshiro I. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle // Amer. Miner. - 1977.- v.62.- 9/10.
164. Olsen N. The electrical conductivity of the mantle beneath Europe derived from C-responses from 3 to 720 hr // Geophys. J. Int. - 1998. - 133. - P.298-308.
165. Parker R.L., Whaler K.A. Numerical method for establishing solution to the inverse problem of electromagnetic induction // J. Geophys. Res. - 1981. - 86. - P. 9574- 9584.
166. Pec J., Santos E. Magnetotelluric inversion for anisotropic conductivities in layered media// Phys. Earth Planet. Int. - 2006. - 47. - P.33-41.
167. Preliminary analysis of long-period induction across the Trans-European suture zone: CEMES project (2001-2004) / Semenov V.Yu., Pek J., Adama A., Ernst T., Jozwiak W., Kowachikova S., Ladanivskyy B., Logvinov I., Nowozynski K., Tarasov V., Vozar J. and Experimental Team of CEMES // Reports of 17th International Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth. - 2004.
168. Schuiling R.D. Dry synthesis of feldspathoids by feldspar-carbonate reactions // Nature. - 1975. - 201.- P. 1115-1121.
169. Semenov V.Yu. Regional conductivity structures of the Earth's mantle // Publish. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. -1998. -C-65(302).-122 p.
170. Swift C.M. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States// Ph. D. Thesis. M.I.T. Cambridge Mass. – 1967–58 p.
171. Sobolev S., Zeyen H., Stoll G. et al. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central // Earth Planet. Sci. Lett. - 1996. - 139. - P.147-163.
172. Späth A., le Roex A., Opiyo-Akech N. Plume-lithosphere interaction and the origin of continental rift – related alkali volcanism - the Chyulu Hills volcanic province, Southern Kenya // J.Petrol. - 2001, v.42.- P.765-787.
173. Tester J., Herzog, H. Economic Predictions for Heat Mining: A Review and Analysis of Hot Dry Rock (HDR) Geothermal Energy Technology. MIT-EL 90-001. - 1990. - 180p.
174. Thybo H., Omelchenko V., Grad M. et al. Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian shield along the EUROBRIDGE'97 profile // Tectonophysics. – 2003. - 1-4. - P.41-79.
175. Wieladek R., Ernst T. Application of the method of least squares to determining impulse responses and transfer functions // Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. - 1977. - G-1(110). - P.3.