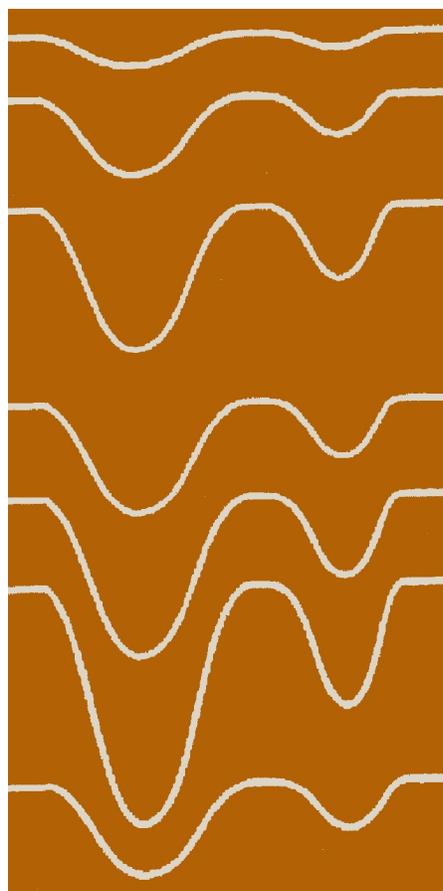


В.В.Гордиенко

**ПЛОТНОСТНЫЕ МОДЕЛИ
ТЕКТОНОСФЕРЫ
ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ**



Национальная Академия наук Украины

Институт геофизики им С.И.Субботина

В.В.Гордиенко

Плотностные модели тектоносферы территории Украины

**“Знання”
1999**

УДК 550.312 (477):550.311:551.24:551.8

Рецензенты:
В.В.Белявский, Э.Л.Шен

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

Плотностные модели тектоносферы территории Украины /В.В.Гордиенко. - Киев: Знання, 1999. - 100с., 47 ил.. - Библиогр. - 105 назв. - Рус.

В монографии рассмотрены методические основы гравитационного моделирования земной коры и верхней мантии, приведен обзор геолого-геофизических данных, имеющих в Украине, которые могут быть применены с целью построения плотностных моделей коры в целом и отдельных ее фрагментов. Представлены результаты моделирования на региональном уровне (в основном - вдоль профилей ГСЗ), направленные на изучение структуры тектоносферы и глубинных процессов, и, на отдельных участках, изучались с целью поисков месторождений полезных ископаемых. Предназначена для геофизиков и геологов, работающих в области региональных и детальных исследований коры и верхней мантии как в Украине, так и за ее пределами.

| | |
|--|-----|
| Содержание | |
| Введение | 6 |
| Глава 1. Методика построения плотностной модели тектоносферы | 10 |
| 1.1. Общие положения. | 10 |
| 1.2. Связь скорости и плотности в кристаллической части земной коры | 11 |
| 1.3. Расчет плотности пород осадочного слоя | 19 |
| 1.4. Распределение плотности в верхней мантии | 28 |
| 1.5. Представление о нормальном гравитационном эффекте земной коры | 30 |
| 1.6. Точность “наблюденного поля”, точность расчета гравитационных эффектов коры и верхней мантии | 30 |
| Глава 2. Исходные геолого-геофизические данные | 36 |
| 2.1. Распределение скоростей продольных сейсмических волн в коре Украины по данным ГСЗ | 36 |
| 2.2. Распределение скоростей сейсмических волн в верхней мантии Украины | 43 |
| 2.3. Глубинные процессы и распределение температур в тектоносфере Украины | 47 |
| Глава 3. Гравитационные модели тектоносферы Украины | 59 |
| 3.1. Гравитационные модели коры платформенных регионов | 61 |
| 3.2. Гравитационные модели коры Донбасса, Скифской плиты и Карпат | 66 |
| 3.3. Трехмерная плотностная модель тектоносферы Украины | 71 |
| 3.4. Активизация, коро-мантийный обмен и уравнишенность блоков тектоносферы | 80 |
| Глава 4. Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на золотое оруденение | 87 |
| 4.1. Плотностные модели некоторых месторождений золота Украины | 87 |
| 4.2. Геотермические и гравитационные модели Ольховатско-Волынцевской антиклинали | 89 |
| 4.3. Анализ гравитационного поля Бобриковского участка | 104 |
| Глава 5. Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на залежи углеводородов | 114 |
| 5.1. Активизация и нефтегазоносность | 114 |
| 5.2. Диагностические признаки перспективных участков северо-восточного борта ДДВ | 119 |
| 5.3. Анализ гравитационного поля полигона на северо-восточном борту ДДВ | 120 |
| Заключение | 126 |
| Литература | 128 |

Contents

| | |
|---|-----|
| Introduction | 6 |
| Chapter 1. A method of setting up a density model of the tectonosphere | 10 |
| 1.1. A general state | 10 |
| 1.2. Velocity-density relation in the crystalline crust | 11 |
| 1.3. Calculation of the sedimentary layer rock's density | 19 |
| 1.4. Density distribution in the upper mantle | 28 |
| 1.5. An idea of a normal gravity effect of the Earth crust | 30 |
| 1.6. Accuracy of the "observed field", accuracy of calculating effect of the crust and upper mantle | 30 |
| Chapter 2. Basic geological-geophysical data | 36 |
| 2.1. Longitudinal seismic wave velocity distribution in the crust of the Ukraine from DSS data | 36 |
| 2.2. Seismic wave velocity distribution in the upper mantle of the Ukraine | 43 |
| 2.3. Deep processes and temperature distribution in the tectonosphere of the Ukraine | 47 |
| Chapter 3. Density models of the tectonosphere of the Ukraine | 59 |
| 3.1. Density models of the crust of platform regions | 61 |
| 3.2. Density models of the Donbas's, Skythian plate's and Carpathian's crust | 66 |
| 3.4. 3-D density model of the tectonosphere of the Ukraine | 71 |
| 3.5. Activization, crust-mantle substance exchange transport and equability of the tectonosphere's blocks | 80 |
| Chapter 4. Gravity modeling in searching gold ore promising areas | 87 |
| 4.1. Density models of some gold fields of the Ukraine | 87 |
| 4.2. Geothermal and gravity models of Olchovatka-Votynets anticline | 89 |
| 4.3. An analysis of gravity field of the Bobrik area | 104 |
| Chapter 5. Gravity modeling in searching hydrocarbon promising areas | 114 |
| 5.1. Activization and oil and gas bearing | 114 |
| 5.2. Diagnostic symptoms of promising areas of the NE border of the DDD | 119 |
| 5.3. An analysis of gravity field of the polygon on the NE border of the DDD | 120 |
| Conclusion | 126 |
| References | 128 |

Введение

Среди геофизических методов гравиметрия занимает своеобразное положение. В гравитационном поле в какой-то мере отражены все объекты, в совокупности слагающие планету. Давно в большинстве районов континентов достигнута изученность, достаточная для построения региональных моделей тектоносферы. На значительных территориях имеются детальные высокоточные гравиметрические съемки, позволяющие решать прикладные задачи. Существует множество (больше, чем в других отраслях геофизики) работ, посвященных решению прямых и обратных задач метода. Тем не менее реальный вклад гравиметрии в изучение глубоких недр Земли и поиски месторождений полезных ископаемых в целом невелик.

Очевидно, что такая ситуация сложилась в связи с невозможностью однозначного решения обратной задачи, в том числе - и методом подбора, в котором применяются хорошо проработанные методики решения прямой задачи. Автору представляется, что нынешнее положение вещей связано со стратегическими ошибками использования гравиметрических данных.

Исторически в гравиметрии оформились три раздела в соответствии с размерами изучаемых объектов: планетарная, региональная (глубинная) и прикладная (поисково-разведочная) гравиметрия. Перед ними стоят весьма различные задачи: 1) изучение распределения плотности в сферически симметричной Земле (естественно, с учетом ее фактической несферичности), природы глобальных аномалий, фигуры Земли и т.п., 2) изучение особенностей распределения плотностей в тектоносфере (коре и верхней мантии Земли, где происходят процессы, непосредственно влияющие на наблюдаемые у поверхности геологические события) на глубинах, превышающих доступные для непосредственного исследования, для определения состава и структуры недр и характера протекающих в них глубинных процессов, 3) выявление по гравиметрическим данным объектов, представляющих прикладной интерес (т.е., как правило, находящихся на глубинах, доступных изучению бурением) и определение их параметров.

Во всех случаях для решения задач привлекается априорная информация, закрепляются некоторые параметры искомым моделей. Планетарная и прикладная гравиметрия оформились раньше глубинной, в каждой из них возникли устойчивые системы взглядов на возможности использования тех или иных наборов априорных данных, выработались методики получения незакрепленных параметров. Результаты использования этих систем в течение многих десятилетий контролировались практикой и считаются более или менее удовлетворительными.

Глубинная гравиметрия появилась вначале как дополнение к прикладной на региональном уровне исследований и использование методик, применяемых последней, казалось совершенно естественным. Фактически это мнение преобладает до сих пор, несмотря на длительное развитие глубинной гравиметрии. Между тем оно ошибочно. Основные положения методики прикладной гравиметрии, ставшие уже настолько привычными, что не упоминаются как само собой разумеющиеся, совершенно не пригодны для реальных исследований в глубинной гравиметрии, претендующих на получение действительно новой информации.

ВВЕДЕНИЕ

Поскольку в монографии рассматриваются работы глубинного и прикладного характера, есть смысл остановиться на проблеме подробнее.

1. Одно из очевидных положений прикладной гравиметрии можно сформулировать так: искомый объект существует и некоторые его параметры известны, пусть с заметными допусками. В глубинной гравиметрии часто именно доказательство существования объекта - главная цель работы. Его аномальная плотность и геометрия важны, но только во вторую очередь. При использовании “прикладного подхода” первая часть задачи вообще не рассматривается.

В качестве одного из возможных примеров упомянем многочисленные работы, в которых гравиметрически исследуются зоны субдукции, т.е. гипотетические уплотненные объекты, погружающиеся со стороны океана под островную дугу и задуговый бассейн и сопровождающиеся на сравнительно небольших глубинах (до 100-150 км из 500-700 км полной глубины погружения) разуплотненными объектами со стороны дуги и океана. Результат моделирования контролируется сравнением с наблюдаемым полем, в котором кроме аномалий с очевидными приповерхностными источниками присутствуют только возмущения, намного менее интенсивные, чем предполагаемый эффект погружающейся плиты. Варьируя плотности зон уплотнения и разуплотнения можно подобрать модель, хорошо отвечающую полю. Делается вывод о том, что гравиметрия подтвердила существование зоны субдукции и определила аномальные плотности разного знака в различных ее частях. Полученная информация применяется для оценки температуры плиты и степени плавления в астеносферных слоях. Легко показать, что используя те же величины допусков при подборе аномальных плотностей, реально получить модели с плитой, погружающейся как в сторону океана так и вообще без уплотненной плиты и астеносферных слоев.

2. Второе положение прикладной гравиметрии гласит, что под аномалией гравитационного поля (или вблизи нее в недрах) имеется объект с аномальной плотностью того же знака. Для глубинной гравиметрии это правило очень часто не соблюдается. Достаточно назвать аномалию, протягивающуюся вдоль всех контактов регионов с океанической и континентальной корой. Она видна в наблюдаемом поле или завуалирована другими, но всегда присутствует в указанном месте. Ее интенсивность - около плюс 50 мГл, ширина - на половине интенсивности при резком контакте регионов - порядка 60 км, длина - десятки тысяч км. В определенном смысле это самая большая аномалия на Земле. Под ней нет аномального объекта высокой плотности, возмущение поля - следствие суперпозиции эффектов нескольких объектов, в том числе и расположенных далеко от аномалии на большой глубине.

Подобные аномалии фиксируются во многих районах, где резко изменяются плотностные характеристики коры и верхней мантии, и при “прикладном подходе” к интерпретации приводят в “выявлению” многочисленных уплотненных тел в коре. Последним дается геологическое объяснение в виде интрузий плотных пород повышенной основности и т.п..

3. Третье положение сводится к утверждению, что уровень поля можно не анализировать, наблюдаемые значения сравниваются с расчетными по “рельефу поля”. Для глубинной гравиметрии это совершенно неприемлемо, так как многие аномалии, вызываемые мантийными объектами в пределах территории сравнения полей представлены практически неизменными величинами и будут пропущены. Исчезает и возможность сравнения эффектов моделей, построенных для удаленных друг от друга территорий.

Перечень непригодных для глубинной гравиметрии элементов методики (до сих пор широко используемых) можно продолжать, но и сказанного достаточно для вывода о

необходимости разработки для рассматриваемого направления (глубинной гравиметрии) своего подхода к анализу поля. Очевидно, что он должен содержать меньше априорно закрепляемых положений, т.е. методика прикладной гравиметрии должна входить в методику глубинной как частный упрощенный вариант. Напротив, решение прикладных задач можно вести с использованием глубинного подхода, по мере возможности и необходимости закрепляя отдельные параметры моделей за счет априорной информации.

Такой путь использован в работе с тем большим основанием, что часть рассматриваемых геологических задач требует одновременного изучения обоих видов объектов (глубинных и прикладных) или объектов, которые имеют промежуточный характер. Поскольку оба вида моделей рассматриваются в рамках одной работы, оказалось удобным, в частности, эффекты первых рассматривать в качестве обоснования фоновых полей для вторых.

В работе принят ход анализа, подразумевающий исключение из наблюдаемого гравитационного поля эффектов всех объектов, которые могут быть смоделированы по достоверным априорным данным, и анализ остаточных аномалий. Как правило, в глубинных задачах таким образом должен изучаться уровень, а не рельеф поля.

Анализ остаточной аномалии представляется отдельной проблемой. Автор использует здесь подход, заключающийся в оценке априорных моделей, отражающих результаты действия гипотетических глубинных процессов. Особенностью методики является предъявление ряда требований к гипотезе, в значительной мере исключающих субъективизм интерпретации. Она должна быть разработана в такой степени, чтобы было возможным построение совершенно конкретного распределения плотности в модели и обосновано ее возможное изменение. Затем следует оценка гравитационного эффекта и его допуска и сравнение его с погрешностью получения остаточной аномалии. При сопоставимых величинах информативность гравиметрического исследования считается нулевой или незначительной. В случае существенного превышения эффекта над погрешностью в продолжении работы есть смысл. Эффект (без изменения плотностей модели, подбор здесь должен быть полностью исключен) должен совпасть с остаточной аномалией с заранее оговоренной точностью. Степень допустимого расхождения обусловлена погрешностями определения обоих параметров. При достижении совпадения гипотеза, лежащая в основе модели, имеет право на жизнь. В процессе комплексного анализа геолого-геофизических данных такой результат должен быть достигнут для всех видов полей и свойств среды, определяемых не по полям (за исключением оказавшихся неинформативными).

Описанный вариант исследований успешно опробован автором с использованием специально разработанной адвекционно-полиморфной гипотезы [25] при изучении тектоносферы разнообразных активных и платформенных регионов Европы, Средней Азии и Казахстана, Восточной Сибири, переходных зон от Азии и Северной Америки к Тихому океану, ряда океанских регионов [8-10,25,32,33 и др.]. Не менее эффективно он срабатывает и при решении локальных задач, связанных с применением гравиметрии при поисках месторождений полезных ископаемых. В этом случае региональные модели тектоносферы рассматриваются в качестве фоновых.

Рассмотренная методика использовалась с положительными результатами и на территории Украины [9,24,25,29 и др.]. Было достигнуто согласование гравитационного поля имевшимся данным о структуре земной коры и глубинным процессам в мантии. Такое исследование представляло значительный интерес, так как здесь на сравнительно небольшой площади располагаются Украинский щит (УЩ), завершивший активное развитие до позднего протерозоя, Волыно-Подольская плита с явными следами рифей-вендской активизации, фрагмент каледонско-герцинской Западно-Европейской плиты, герцинский рифт Днепровско-

ВВЕДЕНИЕ

Донецкой впадины (которому предшествовал рифейский рифт), герцинская парагеосинклиналь Донбасса, герцинско-киммерийская геосинклиналь Скифской плиты, альпийская геосинклиналь Восточных Карпат. Проведенные исследования отвечали достигнутому тогда уровню геолого-геофизической изученности Украины.

В последние годы эта изученность увеличилась, заметно усовершенствовалась и методика анализа поля, в частности, разработан более совершенный вариант адвекционно-полиморфной гипотезы глубинных процессов [25 и др.], возросла достоверность определения плотностей глубинных пород. В результате появилась возможность проводить моделирование значительно точнее, чем это было возможно в прошлом. С другой стороны, новая информация, поставляемая всем комплексом геолого-геофизических методов, позволила обнаружить в пределах Украины (а также и далеко за ее пределами) широкое распространение процессов современной активизации, которые ранее вообще не включались в анализ. Дело в том, что тип глубинного процесса в том или ином регионе полностью определялся по геологическим данным. В зонах современной активизации явные признаки активных глубинных событий отсутствуют или незначительны, по ним практически невозможно диагностировать тип процесса. Тем не менее на коровых и мантийных глубинах уже существуют связанные с ним интенсивные аномалии физических свойств, в том числе - плотности.

Перечисленные соображения стимулировали проведение работы, результатам которой посвящена монография. Приведенные в ней региональные построения для тектоносферы (коры и верхней мантии) охватывают всю территорию Украины, исследования прикладного характера выполнены на сравнительно небольших площадях и представляют собой примеры использования разработанного подхода для поиском рудных и нерудных полезных ископаемых.

Глава 1. Методика построения плотностной модели тектоносферы

1.1. Общие положения

Задачи, решаемые с помощью плотностных моделей тектоносферы или ее части, довольно разнообразны. В данной работе в основном будут рассмотрены методика и результаты региональных глубинных исследований, проведенных с целью контроля гравитационным полем определенных представлений о строении и составе недр и происходящих в них глубинных процессах. Для ее достижения необходима разработка адекватной методики, прежде всего - методики определения плотностей пород, слагающих тектоносферу.

Построение плотностных моделей коры и верхней мантии Земли имеет уже довольно длительную историю. Ее анализ позволяет сделать вполне определенный вывод: подход к определению значений плотности (σ) должен быть дифференцированным.

В коре с необходимой точностью (обеспечивающей вычисление ее гравитационного эффекта с погрешностью около 5-10 мГл - см. ниже) плотность может быть установлена по скоростному разрезу. Вне профилей ГСЗ, вдоль которых построены такие разрезы, ошибки в определении плотности (и, соответственно, гравитационного эффекта земной коры) становятся неопределенными и модели приобретают чисто качественный характер. В пределах мощного осадочного слоя (в котором лишь верхняя часть может быть охарактеризована по данным бурения) не менее эффективным оказывается определение плотности по температуре (Т) литогенеза.

В верхней мантии скоростной разрез лишь весьма специфическим образом может быть использован для приближенного расчета абсолютного значения плотности. Гораздо эффективнее его применение для установления относительных плотностных аномалий, но и в этом случае результат зависит от предварительного принятия некоторой гипотезы о природе изменения скорости сейсмических волн (V). Поэтому в верхней мантии рационально применять другой подход: по комплексу различных геолого-геофизических данных построить среднюю плотностную модель, а затем рассчитывать отличия от нее, связанные с отклонениями температуры, состава и минералогии от средних. Если обоснованно привязать средний плотностной разрез к какому-то уровню гравитационного поля (включающему, естественно, и эффекты коры, нижней мантии и ядра), погрешности в значениях средних плотностей заметно не скажутся на результатах последующего расчета суммарного гравитационного эффекта тектоносферы.

Отдельная задача - построение плотностных моделей и расчет гравитационного эффекта для решения прикладных задач изучения структуры верхних горизонтов коры и поисков месторождений полезных ископаемых. Привязка расчетного эффекта к наблюдаемому полю лишь с небольшой точностью может быть выполнена по результатам плотностного моделирования тектоносферы. Она полезна, но практически получающаяся погрешность в несколько миллигал приводит иногда к необходимости использования относительного уровня поля вместо абсолютного. Тем не менее и при решении таких задач удается достичь значительной эффективности использования гравитационного поля (естественно, в комплексе с другими методами геофизики) для выделения полезного сигнала

и его геологического истолкования. В соответствующих разделах книги рассматриваются примеры использования метода для выделения участков, перспективных для поисков рудных месторождений и залежей углеводородного сырья с попутным исследованием структуры вмещающей среды.

1.2.Связь скорости и плотности в породах кристаллической части земной коры

В консолидированной коре для определения σ по V (как правило - по скорости продольных сейсмических волн - V_p) используются формулы линейной связи, которые заметно различаются у разных авторов и получаются с использованием разных подходов.

Наиболее распространенный из них заключается в том, что обобщаются данные по возможно большому числу известных парных определений σ и V_p при высоких давлениях [49 и др.], отвечающих глубоким частям коры, или без учета этого фактора. Воздействие температуры на скорость и плотность, как правило, не учитывается, что сразу же намного снижает достоверность таких обобщений.

Открытым остается вопрос о том, какие именно породы должны быть привлечены к рассмотрению. Между тем, набор наиболее распространенных в разных по глубине частях консолидированной коры интрузивных и метаморфических образований совершенно определен, именно с его помощью (естественно, с учетом реальных РТ-условий) можно объяснить типичные скоростные, теплогенерационные, магнитные разрезы коры [8-10], именно он характеризуется основной массой коровых ксенолитов и составом глубокоэродированных блоков (см. ниже).

Не уделяется внимания и вопросу о возможности (или невозможности) одного вида линейной связи σ и V_p для коровых и верхнемантийных пород. Практически - ответу на вопрос: до какого значения V_p можно использовать вид связи, установленный для типичных коровых пород? Ответ на него актуален не только при включении в модель собственно мантийного материала. В условиях Украины платформенная кора в типичных случаях имеет скоростной разрез, в котором над разделом М достигается значение V_p около 7,0-7,2 км/с. Но встречаются и блоки с коро-мантийной смесью - КМ - со значениями скорости продольных волн до 7,8 км/с, занимающие значительную часть разреза.

Замечание об учете глубинных Т может быть упомянуто и в более широком контексте. Имеющиеся данные [10,68] показывают: влияние температуры столь значительно, что его нельзя игнорировать не только при получении общего вида связи σ и V_p , но и при построении конкретных моделей консолидированной части коры. Необходимы частные виды связи для кор с разной степенью прогрева. Практически рационально получить вариант для фонового (среднеплатформенного) распределения Т и вносить в него коррективы при переходе к регионам с другими тепловыми моделями.

Учет этого простого обстоятельства позволяет резко сократить ошибку расчета гравитационного эффекта коры: $\Delta \sigma / \Delta V_p$ при изменении Т составляет 0,2, в то время как $\Delta \sigma / \Delta V_p$ при изменении глубины в нормальной коре - 0,25-0,35 (по данным разных авторов). Различия в нижнекоровых Т в пределе достигают 500°C, что установлено не только по расчетным температурам, но и по данным геотермометров [64]. Следовательно, расчетные плотности при одинаковых скоростях будут различаться над разделом М на 0,02-0,05 г/см³. Считая нарастание этой разницы равномерным по глубине, для мощности коры 40 км получим различие расчетных гравитационных эффектов 15-50 мГл, что совершенно недопустимо. Для менее ярких температурных аномалий ошибка меньше, но все же вполне заметна.

Методика построения плотностной модели тектоносферы

Сделанные замечания позволяют утверждать, что массовость используемых при рассмотренном подходе данных может не приблизить к выявлению достаточно точного вида связи σ и V_p .

В качестве примеров можно привести формулы из [67]:

$\sigma = 2 \ln V_p - 0,8$, что в диапазоне V_p 6-7 км/с практически отвечает линейному выражению

$$\sigma = 0,85 + 0,32V_p \text{ и } \sigma = 1,22 + 0,25V_p \quad (1)$$

По мнению автора величина коэффициента $\Delta \sigma / \Delta V_p$ завышена для коровых пород прежде всего из-за привлечения к рассмотрению мантийных образований, резко отличающихся по составу от коровых. Учитывая выплавление основной части континентальной коры из первичной недеплетированной мантии, следует считать кору и современную деплетированную мантию различными частями одного исходного вещества, которые разделены по признакам, играющим основную роль в определении вида связи σ и V_p (см. ниже). Если сравнить независимо построенные плотностную и скоростную модели верхней мантии, получим величину $\Delta \sigma / \Delta V_p$ около 0,4, сравнимую с установленной для коры, но средние геотермические градиенты в соответствующих интервалах глубин различаются примерно втрое. Это естественно, так как в коре изменения плотности и скорости вызываются в основном изменениями состава и степени метаморфизма пород с глубиной, а в большей части верхней мантии такие изменения минимальны.

Второй подход к определению связи σ и V_p (использованный автором) предполагает отбор данных в виде средних величин плотности и скорости по основным группам коровых пород. В величины вносятся коррекции, учитывающие влияние РТ-условий на соответствующих глубинах в нормальной коре платформы [8-10]. Получена средняя зависимость вида

$$\sigma = 1,2 + 0,25V_p \quad (2)$$

Она прошла проверку сопоставлением расчетных эффектов с наблюдаемым полем [8,10], выполнявшемуся следующим образом. Предполагалось, что гравитационное поле вдоль длинных (суммарной протяженностью в несколько тысяч километров) профилей ГСЗ на Восточно-Европейской платформе практически свободно от аномалий мантийной составляющей (точнее - ее аномалии не превосходят величины достигнутой в то время погрешности расчета корового эффекта - около 20-30 мГл) и коровые T близки к фоновым на большей части платформы. За прошедшее с момента выполнения этих работ время справедливость предположения в целом подтвердилась результатами новых исследований.

Вдоль профилей проводились расчеты гравитационного эффекта коры при разных величинах коэффициента связи σ и V_p . Результаты сравнивались с наблюдаемым полем. Естественно, уровень полей при сравнении не учитывался, изучались относительные аномалии. При коэффициенте 0,25 достигнуто наилучшее согласование полей.

Таким образом, получен довольно обоснованный результат. Но его подтверждение дополнительными данными из других частей спектра геолого-геофизической информации и конкретизация для коры Украины кажутся полезными.

Ниже анализируется связь σ и V_p для порообразующих минералов наиболее распространенных кристаллических пород коры и верхней мантии и самих пород. Получаемые выражения имеют поэтому ограниченное применение и не могут быть

распространены на другие природные объекты, которые часто могут характеризоваться принципиально иными видами связи [67].

В соответствии с общепринятыми представлениями о росте основности и степени метаморфизма пород с глубиной в нормальной платформенной коре для пород, образующих отдельные ее слои, использовались данные, полученные при нужных РТ-условиях или редуцированные к этим условиям. При этом предполагалось, что к разделу Мохо давление достигает 1,15 ГПа, а температура - примерно 500⁰С [10].

Для расчета использовалось два подхода. Первый основывался на известном законе Борна-Кармана:

$$V_p = Cr(Sm_a)^{0,5} \quad (3)$$

где r - среднее межатомное расстояние, S - средняя энергия связи ионов в кристаллической решетке, m_a - средняя атомная масса, C - коэффициент, учитывающий размерности.

Для расчета плотности закон записывается в форме:

$$\sigma = V_p^2 / (Cr^5 S) \quad (4)$$

Величина Cr^5 может быть установлена в зависимости от V_p для довольно большого количества пород и минералов с известными параметрами кристаллической решетки (рис. 1). Результат можно описать как

$$Cr^5 = 2,7 - 0,24V_p \quad (5)$$

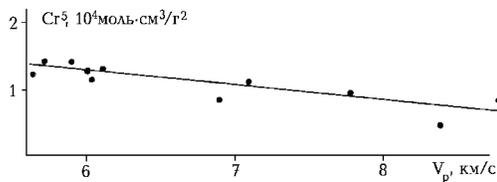


Рис. 1. Зависимость Cr^5 от V_p .

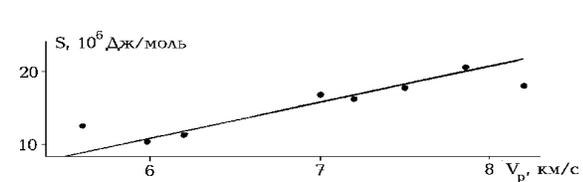


Рис. 2. Зависимость S от V_p .

Для построения зависимости $S = f(V_p)$ информации сравнительно мало (рис. 2), поэтому надежность получаемого результата неясна.

$$S = 4,77V_p - 18 \quad (6)$$

Достоверность Cr^5 не спасает положения: из-за неопределенности S точность расчета σ по V_p остается неизвестной. Надежнее кажется определение $CSr^5 = f(V_p) = \sigma / V_p$ (рис. 3).

Методика построения плотностной модели тектоносферы

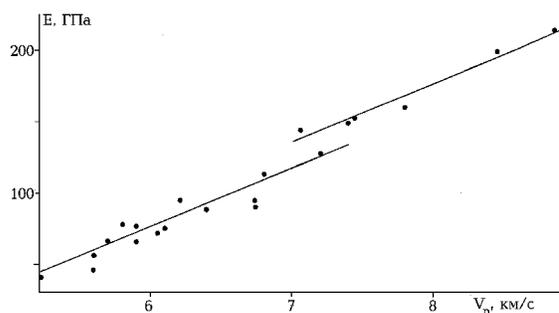
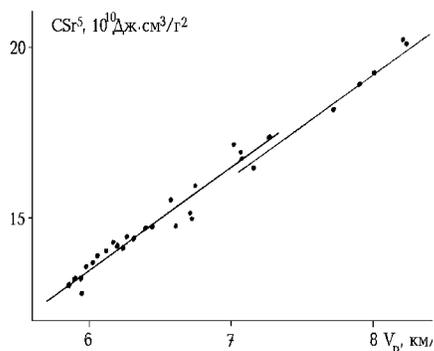


Рис. 3. Зависимость CSr^5 от V_p .

Рис. 4. Зависимость E от V_p .

Очевидно, что переход от обычных коровых пород, характеризующихся скоростями продольных сейсмических волн примерно до 7,2 км/с, к породам мантии или коро-мантийной смеси связан со смещением зависимости. Этот факт - частное проявление установленной Ф.Берчем закономерности [81], о которой несколько подробнее сказано ниже. Получены выражения:

$$7,2 > V_p > 5,6 \quad Cr^5 = 13,4 + 3,2(V_p - 6) \quad (7)$$

$$8,2 > V_p > 7,2 \quad Cr^5 = 16,2 + 3,2(V_p - 7) \quad (8)$$

Соответственно, расчет плотностей может быть выполнен по формулам:

$$\sigma_k = V_p^2 / (3,2V_p - 5,8) \quad (9)$$

$$\sigma_{km+m} = V_p^2 / (3,2V_p - 6,2) \quad (10)$$

Отметим, что результаты, полученные по (9), очень близки к получаемым с использованием (5) и (6).

Второй подход основан на применении упругих констант горных пород и минералов и использует известное выражение

$$V_p = (E(1-n) / (\sigma(1+n)(1-2n)))^{0,5} \quad (11)$$

где: E - модуль Юнга, n - коэффициент Пуассона.

Последняя величина изменяется мало и зависимость n от V_p может быть без заметной погрешности распространена на породы коры и верхов мантии. Для расчета σ можно установить выражения:

$$\sigma = E(1 - n)/(V_p^2(1 + n)(1 - 2n)) \quad (12)$$

$$(1 - n)/(1 + n)(1 - 2n) = 1,28 - 0,03(V_p - 6) \quad (13)$$

Зависимость модуля Юнга от V_p оказывается различной для двух частей скоростного разреза (рис. 4):

$$7,2 > V_p > 5,6 \quad E = 76 + 40(V_p - 6) \quad (14)$$

$$8,2 > V_p > 7,2 \quad E = 136 + 40(V_p - 7) \quad (15)$$

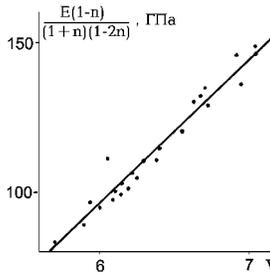


Рис. 5. Зависимость $E(1-n)/(1+n)(1-2n)$ от V_p .

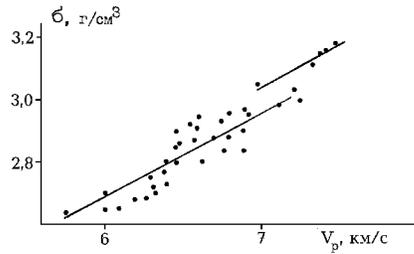


Рис.6. Связь σ и V_p для пород консолидированной коры западной части УЩ.

Расчет плотностей при втором подходе может быть выполнен с помощью выражений:

$$\sigma_k = (40V_p - 164)(1,46 - 0,03V_p)/V_p^2 \quad (16)$$

$$\sigma_{km+m} = (40V_p - 144)(1,46 - 0,03V_p)/V_p^2 \quad (17)$$

Можно определить $E(1 - n)/(1+n)(1 - 2n)$ и непосредственно, как σV_p^2 , но для ограниченного диапазона изменения V_p (5,8-7,1 км/с) (рис. 5). Получим :

$$\sigma = (48V_p - 192)/V_p^2 \quad (18)$$

Результаты расчета σ по (9) и (10) сопоставлены с полученными по (16) и (17). Первые кажутся предпочтительными, так как вторые за пределами ограниченного интервала V_p , использованного при получении выражений, ведут к нереальным значениям плотности. Кроме того, результаты расчета по (9) и (10) обнаруживают практическую линейность связи параметров, что приближает их к полученным непосредственно при сравнении σ и V_p .

Применение выражения (18) также возможно только в узком диапазоне значений V_p . Полученные результаты, в отличие от результатов расчета по (16), близки к результатам по

Методика построения плотностной модели тектоносферы

(9): 6 км/с - 2,69-2,67, 6,5 км/с - 2,82-2,84, 7 км/с - 2,95-2,94 г/см³. За пределами этого ограниченного диапазона скоростей расчет дает реальные результаты только по информационно более обоснованным формулам (9) и (10). Они и были приняты в качестве основных. Выражаемые ими зависимости хорошо аппроксимируются линейными:

$$\sigma_k = 2,69 + 0,26(V_p - 6) \quad (19)$$

$$\sigma_{km+m} = 3,015 + 0,28(V_p - 7) \quad (20)$$

Напомним, что при их получении использовались справочные данные [67,81,90 и др.] и развиваемые автором представления об изменении с глубиной состава, степени метаморфизма коровых пород и РТ-условий в коре платформы [10]. Естественно, в конкретном регионе ситуация может в какой-то мере (см. выше) отличаться от принятой, понадобится корректировка формул.

Поэтому при выборе подходящего вида связи σ и V_p в коре Украины (точнее, ее платформенной части, изменения в прогретых активных регионах очевидны) необходимо сопоставить полученные данные с экспериментальной информацией для реальных кристаллических пород Украинского щита (УЩ) при соответствующих РТ-условиях. Информация получена, в частности, для пород, отобранных вдоль глубинного сейсмологического профиля Вранча - Южно -Украинская АЭС и геотраверса VI на щите [52,53]. Создана

представительная коллекция коровых пород, на образцах которых установлены σ и V_p в условиях Р и Т коры (в том числе - повышенной до 60 км мощности). Авторами с помощью полученных данных достигнуто объяснение скоростного разреза коры в различных блоках с нормальной и повышенной мощностью, с высокими и низкими значениями V_p на поверхности, различными вертикальными градиентами V_p , с зонами пониженных скоростей в верхней и средней частях коры и без них.

Скоростным разрезам соответствуют экспериментальные плотностные. Очевидно, что эти данные (не использовавшиеся выше) могут достаточно полно характеризовать ситуацию в консолидированной коре Украины (рис. 6) в диапазоне скоростей продольных сейсмических волн 5,7-7,6 км/с. Она хорошо описывается выражением ($V_p < 7,2$ км/с):

$$\sigma = 2,69 + 0,27(V_p - 6) \quad (21)$$

Можно наметить связь σ и V_p и для больших величин V_p :

$$\sigma = 3,02 + 0,28(V_p - 7) \quad (22)$$

К формулам (21) и (22), практически совпадающим с (19) и (20), следует сделать одно примечание. При моделировании условий в коре авторы [52] применяли несколько заниженные с современной точки зрения значения глубинных температур. К подошве коры (на обычной ее глубине - около 40 км) различия достигают 100-150°C, на 60 км - 200°C. Поскольку изменения σ и V_p с температурой для изученных пород известны, в результаты можно внести поправки, которые приведут к некоторому росту коэффициента - примерно на 0,01 (рис. 6 и формулы (21) и (22)).

Этому незначительному отличию от прогнозного значения (т.е. от (19)) можно дать петрологическое объяснение, развивающее упомянутые выше представления Ф.Берча о связи σ и V_p [81]. Согласно им линейная связь параметров смещается с изменением среднего

атомного веса (A) рассматриваемых пород, изменение A на единицу приводит к изменению σ в ту же сторону на $0,16 \text{ г/см}^3$ при неизменной величине V_p .

С полной достоверностью такую поправку внести нельзя, так как нет информации о средней величине A коры регионов и, тем более, отдельных блоков. Но петрологические данные позволяют наметить направление исследований, обеспечивающее определение хотя бы относительных изменений A от одного блока земной коры к другому. Считается, что гранитоиды, формирующиеся в самых различных частях земной коры вплоть до нижних, представленных основными гранулитами (как, например - линзы плагиогранитов, выплавившихся из гранулитов Хорогского ортокомплекса), отражают особенностями своего состава особенности всей коры. В работе [61] это доказано для Тянь-Шаня и Памира, приведены примеры и по другим континентальным регионам. Поэтому представляется перспективным рассмотреть различия состава гранитоидов разных районов, охарактеризовав их как изменения A этих пород, и сопоставить с известными случаями гравитационных аномалий, которые не удается объяснить при использовании одного вида связи σ и V_p .

При анализе значений A гранитоидов регионов необходимо учесть степень полноты информации. Это сделано пока в упрощенном виде. К группе достоверных данных отнесены сведения по регионам, где при хорошей обнаженности есть статистически достоверные анализы всех встреченных гранитоидных массивов. К другой группе - данных низкой достоверности - отнесены A , вычисленные по неполному набору сведений или по регионам, где встречены хорошо изученные, но отдельные массивы гранитоидов, возможно, не представляющие всего спектра составов этих пород. Конечно, отнесение одного конкретного результата к той или иной группе может быть довольно субъективным, но в целом большая обоснованность первых не вызывает сомнений.

Расчет A выполнялся по общепринятой методике для сухих пород. Анализы, включавшие воду, пересчитывались на безводные. Используются результаты из нескольких десятков публикаций [22 и др.].

Достоверные данные представлены: Украинский щит - 20,88 (западная часть щита, включая Ингуло-Ингулецкую зону, - 20,94, восточная часть - 20,83), Балтийский щит - 20,85, Кавказ - 20,76, Средний и Южный Урал - 20,98, Монголия - 20,81, Северный Тянь-Шань - 20,92, Срединный Тянь-Шань - 20,91, Южный Тянь-Шань - 20,93 (восточная часть - 20,89, западная часть - 20,97), Южный Памир - 20,80, юго-восток Сибирской платформы и Становой хребет - 20,75, Ханкайский и Бурейнский массивы - 20,76, Охотский вулканический пояс - 20,95, Камчатка - 20,72, Сихотэ-Алинь - 20,84, Чингиз-Тарбагатай и Зайсанская зона - 20,77, Джунгаро-Балхашская зона и часть Илийской - 20,73, Кокчетавская глыба - 20,80, Чу-Илийская глыба - 20,92, Забайкалье - 20,90, Тува - 20,89, палеозоиды Западной Европы - 20,67.

К менее достоверным данным отнесены: Луна - 21,34, Алдан - 20,98, Енисейский кряж и юг Сибирской платформы - 20,90, Алтае-Саянская область - 20,80, Кузбасс - 21,05, Таймыр - 20,91, Северная Земля - 21,02, Северный Памир - 21,06, Байсунский массив - 20,62, вал Хоккайдо - 20,85, поднятие Ямато - 20,79, Алеуты - 20,89, Верхояно-Колымский регион - 20,74, Крым - 20,62, Карпаты - 20,88, Гренландия - 20,88, Аппалачи - 20,73, Сьерра-Невада - 20,99, Кламат - 20,63, Южные Анды - 20,92, Южная Африка - 20,88, Нигерия - 20,88, Крит - 20,83, Гималаи - 20,65, Южная Австралия - 20,77, Фиджи - 20,45, Атлантика - 20,69, Исландия - 20,85, Индийский океан - 20,28.

По приведенным данным (возможно, недостаточно полным для достоверных выводов) изучаемый параметр явно различается для коры континентов и океанов. Отметим также, что гранитоиды офиолитовых комплексов резко отличаются по значениям A от гранитоидов

океанов: 20,86 (величина, практически совпадающая со средней для континентов) и 20,47 соответственно.

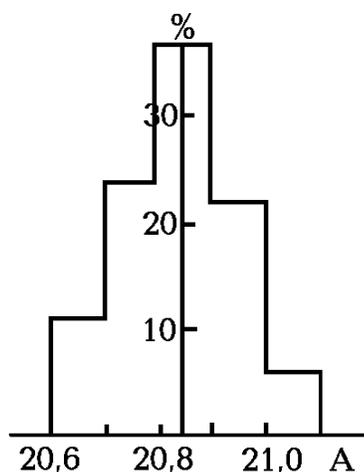


Рис. 7. Гистограмма распределения значений А.

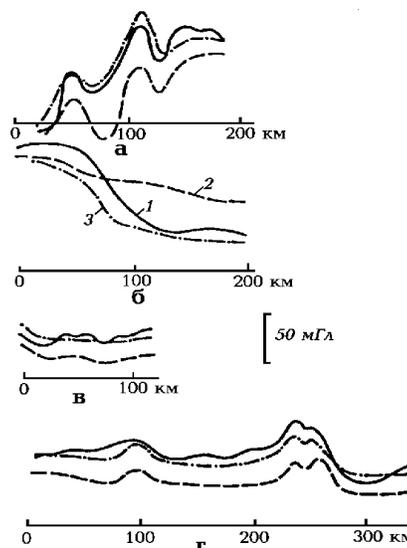


Рис. 8. Расчетные и наблюдаемые гравитационные поля вдоль профилей ГСЗ. 1-3 - гравитационное поле: 1 - наблюдаемое, 2-3 - расчетное (2-без учета А, 3 - с учетом А).

Видно (рис. 7), что среднее значение А континентальных регионов - 20,83. Логично считать его соответствующим средней форме связи σ и V_p . Если отличия от среднего А гранитоидов, полученные в различных регионах, сохраняются во всей коре, следует ожидать отличия плотностных разрезов от вычисленных по среднему виду связи, до 0,015-0,020 г/см³. При обычной мощности коры это обеспечит аномалии расчетного эффекта в 20-50 мГл. Подобные величины, конечно, должны быть учтены.

Однако высказанное предположение о сохранении различий А во всей коре нуждается в специальных доказательствах. Их можно получить, сравнивая наблюдаемое гравитационное поле с расчетным, вычисленным с учетом аномальности А в коре блока и без учета. Естественно, для этого рационально обратиться к данным по региону, где установлены значительные изменения А на небольших расстояниях. Приведенные выше данные позволяют выбрать в качестве полигона часть Средней Азии [22]. Здесь, несмотря на всю сложность моделей (включающих и интенсивные мантийные плотностные аномалии) достоверно установлены несогласования наблюдаемого и расчетного поля при использовании одного вида связи σ и V_p , источники которых явно приурочены к коре. Использование аномалий А гранитоидов обоих знаков, распространенных на все коровые породы, позволяет резко сблизить расчетные и наблюдаемые поля (рис. 8). Средние аномалии σ достигают 0,01-0,03 г/см³, их гравитационные эффекты - 20-50 мГл.

Таким образом, очевидна необходимость учета величины А гранитоидов региона для достоверного расчета σ пород коры по V_p . Но в конкретных условиях Украины (см. выше) информации для такой операции немного. Можно считать, что в западной половине щита при тех же скоростях продольных сейсмических волн расчетная плотность должна быть выше,

чем в восточной, примерно на $0,015 \text{ г/см}^3$. Это неплохо объясняет отличие полученных по лабораторным данным результатов от прогнозных (т.е. (21) от (19)), тем, что для лабораторных экспериментов отобраны образцы на западной части УЩ. Конечно, полного соответствия не достигается, так как принятый линейный вид связи параметров - удобное упрощение, не более. Но применение для расчета корового эффекта (21) и (19) с поправкой за A приведет к практически совпадающим результатам.

Следовательно, для расчета σ по V_p в Украине можно использовать выражения (19) и (20) везде, за исключением западной части УЩ. Вероятно, выражения (21) и (22) можно распространить и на Волыно-Подольскую плиту (ВВП), хотя информация для этого пока имеется лишь весьма скудная. При получении дополнительных данных возможна дифференциация и остальной территории, однако пока приходится констатировать нерешенность этой проблемы.

Детальными исследованиями плотностей пород УЩ обнаружены и некоторые исключения их описанных закономерностей [7 и др.]. Плотность гранитов-рапакиви оказывается заметно ниже вычисленной по скорости, габброидов и кислых и средних пород гранулитовой фации метаморфизма в приповерхностных условиях (на глубинах в несколько километров) - выше. Эти особенности учитывались (см. ниже) при построении плотностных моделей.

1.3. Расчет плотности пород осадочного слоя

Определение плотности пород осадочного слоя при небольшой его мощности (до 1-2 км) обычно не представляет проблемы: она известна по экспериментальным данным (определениям по образцам керна скважин) или справочной информации. В случае ошибки в литологии или степени литогенетических преобразований пород применение справочных данных может обусловить заметную погрешность в величине средней плотности слоя, но не в расчетном эффекте. Из-за небольшой мощности слоя погрешность не превысит первых миллигал.

Построение геофизических моделей (скоростных, плотностных, тепловых, магнитных) земной коры глубоких впадин важно не только для изучения их строения и истории развития, но и в прикладном смысле, так как с ними связаны месторождения горючих ископаемых. Определение физических свойств пород, заполняющих впадины, сопряжено со значительными трудностями, в геофизической литературе часто встречаются модели, приписывающие им существенно разные значения. Рассмотрим некоторые правила расчета физических свойств таких образований, прежде всего - скорости сейсмических волн и плотности, опираясь на представления об их преобразовании в условиях больших глубин.

Обычные осадочные породы впадин (глины и песчаники, в меньшем количестве - карбонаты) под воздействием высоких давлений и температур проходят стадии сингенеза, диагенеза, литогенеза и метаморфизма. Последняя стадия, начинающаяся с температуры около 400°C [89], переводит породы в состав кристаллической консолидированной коры. В зависимости от теплового режима впадины подошва собственно осадочного слоя будет располагаться на разной глубине, естественно, при условии, что его начальная мощность превышала конечную. Разумеется, речь идет о периоде максимального прогрева в истории впадины. Судя по имеющимся данным, преобразования пород происходят в течение первых миллионов лет (или быстрее) [62 и др.] и при возможном охлаждении в будущем не исчезают.

Глубину изотермы 400°C в зависимости от теплового потока через поверхность (ТП) определим (имея в виду ситуацию стационарного или субстационарного теплового поля в осадочном слое) как

Методика построения плотностной модели тектоносферы

$$Гл = (ТП/L - ((ТП/L)^2 - (2ТГ/L)(Т - Т_0))^{0.5})/0.5ТГ, \quad (23)$$

где: L- средняя теплопроводность пород слоя, учитывающая изменение давления и температуры по глубине (а также изменения, приближающие его часть к вулканогенно-осадочным образованиям [64]) в Вт/м.К, ТГ - средняя радиогенная теплогенерация пород слоя, при определении которой вводятся ограничения, обусловленные обычной ТГ неконсолидированных осадков и ее изменением с глубиной и степенью литогенеза в мкВт/м³, ТП - в мВт/м², Гл - в км, Т и Т₀ - в °С.

Результаты расчета приведены на рис. 9. Они охватывают практически весь диапазон реальных ТП. Очевидно, что в прогретых осадочных бассейнах (геосинклинальных, рифтовых) с ТП 70-90 мВт/м² мощность осадочного слоя не может быть больше 9-12 км, если даже здесь накопилось значительно больше первично-осадочного материала.

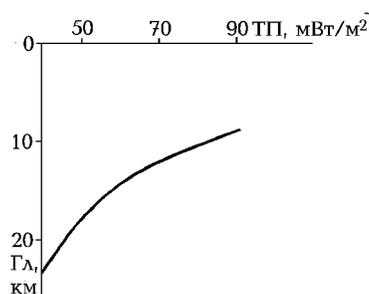


Рис. 9. Мощность осадочного слоя глубокой впадины в зависимости от величины теплового потока.

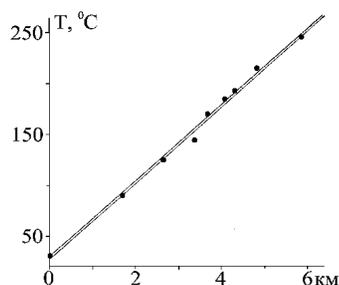


Рис. 10. Глубинные Т недр Донбасса в период регионального метаморфизма по данным геотермометров.

Температуры регионального метаморфизма первичноосадочных пород изучены достаточно хорошо [89]: зеленосланцевая фация - от 350-400 до 500°С, эпидот-амфиболитовая - до 600-650°С, амфиболитовая - до 750-800°С. Температуры фаций литогенеза устанавливаются менее уверенно. Одним из способов их “привязки” к разрезу является определение “метаморфизма” углей [54,62 и др.]. Т границ различных марок углей в различных угольных бассейнах по данным разных авторов выглядят довольно изменчивыми. Можно воспользоваться средними цифрами (естественно, оценив возникающие допуски), подтвердив их достоверность следующим образом.

В Донбассе хорошо изучены мощности толщ пород, в которых развиты разные марки углей [54 и др.]. Если средние Т литогенеза их границ (иногда - центральных частей) определены верно, должны получиться: 1)примерно линейное изменение Т в интервале глубин мощностью около 5 км, 2)выход термограммы на поверхность на Т₀ времени метаморфизма (периода герцинской складчатости - около 30°С), 3) геотермический градиент около 3,5-3,7 °С/100м в среднем по бассейну, прогнозируемый для этого периода адвекционно-полиморфной схемой эволюции теплового режима Донбасса [25]. На рис. 10 видно, что все сформулированные требования выполнены.

Зависимость плотности пород типичного осадочного комплекса от температуры литогенеза и метаморфизма рассмотрена на обобщенном материале по многим регионам мира и по данным о породах Донбасса [34,51,67,70,87 и др.] (рис. 11). Этот результат обоснован гораздо лучше, чем представленный на рис. 10: если в последнем случае использовано около 200 определений температур, то в первом - десятки тысяч значений плотности осадочных

пород на разных стадиях литогенеза и метапелитов. Зависимость рассмотрена начиная с 60⁰С, когда уже завершились диагенетические изменения пород. Связь их плотности с Т можно выразить как

$$\sigma = 2,85 - 1,6 \exp (5 \cdot 10^{-6} T^2 - 10^{-2} T - 0,5) \quad (24)$$

где Т - в ⁰С, σ - в г/см³.

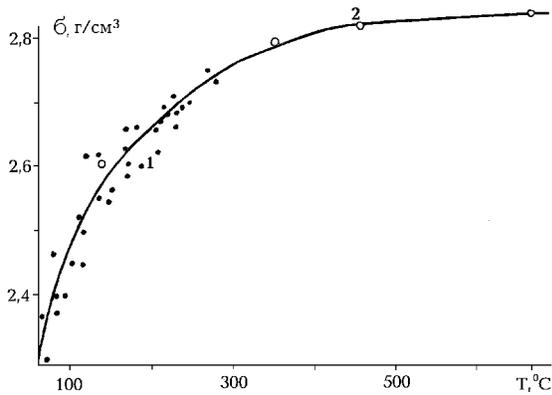


Рис. 11. Зависимость плотности пелитов и метапелитов от температуры литогенеза и метаморфизма. 1 - данные по угольным бассейнам, 2 - среднемировые данные.

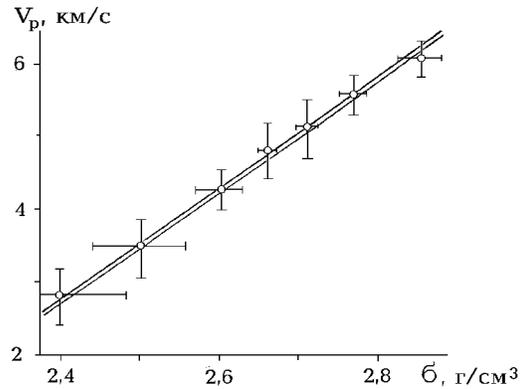


Рис. 12. Связь плотности и скорости продольных сейсмических волн для осадочных пород и метапелитов.

Для пород с плотностью меньше 2,3 г/см³, в области диагенеза и начального катагенеза зависимость плотности от температуры многовариантна. Значения σ для глубин до 1-2 км (где обычно есть сведения о величине параметра, полученные непосредственно по керну скважин) зависят от условий образования и (для наиболее молодых пород) от возраста. Плотности илов неглубоких водоемов - 1,3-1,4, глубоководных - 1,5, для терригенных образований суши - 1,8-2,0 г/см³ [34,41,67,68,76 и др.]. Эти различия сглаживаются после диагенеза и практически исчезают (когда речь идет о средней плотности слоев толщиной порядка 1 км) на начальной стадии катагенеза.

Таким образом, зная современное распределение температуры в осадочном слое и его тепловую историю, можно довольно точно установить его плотность в нормальных условиях. Влияние давления и температуры на глубинах реального залегания пород (не сопровождаемое изменениями их минералогии и пористости, а просто изменениями объема) следует, в принципе, учесть отдельно. Однако, результаты такой операции указывают на незначительность и неопределенность поправок. По имеющимся данным погружение на предельную глубину (до 20 км) ведет к уплотнению примерно на 0,07 г/см³, а соответствующий нагрев (до 300-600⁰С) - к разуплотнению на 0,04-0,08 г/см³. Погрешность обоих величин явно больше 0,01 г/см³. Поэтому в поправке нет особого смысла.

Можно попытаться учесть изменения плотности с глубиной, увязав его с распределением скорости сейсмических волн в породах осадочного слоя. Поскольку скорость определяется независимо от температуры при сейсмических исследованиях и может отражать

свойства пород в глубинных условиях, не исключено, что с ее помощью удастся уточнить и реальные значения плотности.

Для осадочных пород и метапелитов можно подобрать довольно значительное количество определений V_p и σ [34,81,87 и др.]. Однако, привлеченные для рассмотрения данные обнаруживают довольно сильный разброс (рис. 12). Вероятно, их количество (около 200 образцов) еще не обеспечивает меньших “допусков”. Влияния на скорость в сланцах и гнейсах, возникших, судя по составу, из осадочных пород, давления и температуры к 20 км достигают 0,3 и 0,15-0,3 км/с (при $T=300-600^\circ\text{C}$) соответственно. Таким образом, и в случае скоростей основную роль играют литогенетические изменения пород.

В нормальных условиях связь скорости и плотности линейна:

$$\sigma = 2,04 + 0,13V_p \quad (25)$$

Она рассчитана и для части скоростного диапазона, обычно присущего кислым породам верхов “гранитного” слоя - 5,6-6,0 км/с, в котором применяется другое выражение (21) - $\sigma = 1,07 + 0,27V_p$. Различия в плотностях при равных скоростях очень значительны - 0,10-0,15 г/см³. Они отражают отличия в составе метапелитов и гранитоидов, которые могут быть выражены через A пород [22]. Использовать вариации A для точной количественной оценки различий в плотности едва ли корректно, так как этот подход разработан для сравнения A гранитоидов (см. выше). Но все же следует заметить, что чистые граниты и смесь гранитоидов с двуслюдистыми гнейсами отличается от чистых метапелитов по A [81,89 и др.] на 0,5-1,0 и, соответственно, по σ - на 0,08-0,16 г/см³ при тех же значениях скорости (естественно, в сторону повышения плотности метапелитов). Такая величина приемлемо объясняет различия между двумя видами связи V_p и σ в указанном интервале скоростей. Таким образом, частичный диафорез (мигматизация) метапелитов и, тем более, анатексис ведут к существенному разуплотнению пород.

Отметим, что в области минимальных значений скорости и плотности коэффициент приведенной формулы связи скорее всего заметно растет: в интервале 2,2-2,4 г/см³ можно принять его величину 0,24.

Используя полученный вид связи скорости и плотности, можно определить и зависимость скорости от температуры литогенеза пород осадочного слоя и метаморфизма метапелитов в верхних горизонтах кристаллического фундамента. Она имеет вид

$$V_p = 7,7 (0,81 - 1,6 \exp (5 \cdot 10^{-6} T^2 - 10^{-2} T - 0,5)) \quad (26).$$

Можно рассмотреть и вопрос о теплогенерации в породах мощного осадочного слоя. Его решение необходимо при построении тепловых моделей, используемых для корректировки плотностных (см. выше) во всех изучаемых регионах: так тектонически пассивных с низким и стабильным мантийным ТП, так и активных.

В неконсолидированных осадках ее величина близка к установленной в породах поверхности “гранитного” слоя коры - около 1,3 мкВт/м³ [25,67 и др.]. При достижении пелитами условий зеленосланцевой фации метаморфизма они теряют большую часть радиоактивных источников тепла, в низах осадочного слоя глубоких впадин часто встречаются пласты основных и средних вулканитов. В результате при достижении значения V_p в метапелитах 5,9-6,0 км/с (характерного для поверхности “гранитного” слоя в нормальных условиях) ТГ в них значительно ниже, чем в типичных породах древнего кристаллического фундамента, прошедших мигматизацию и анатексис. По имеющимся немногочисленным данным ТГ низов мощного осадочного слоя (ниже которого располагаются метапелиты) можно оценить в 0,55 мкВт/м³. При экспоненциальном изменении с глубиной (степенью

литогенеза) среднее значение в слое окажется около $0,9 \text{ мкВт/м}^3$. Зависимость ТГ от Т литогенеза (т.е. для диапазона $60\text{-}400^\circ\text{C}$) можно представить как (рис. 13)

$$\text{ТГ} = 1,2 \exp 2,3 \cdot 10^{-3}(60 - T) \quad (27)$$

Ее обоснованность в настоящее время низкая, необходим сбор информации для уточнения.

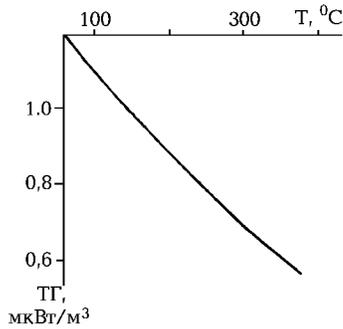


Рис. 13. Зависимость радиогенной теплогенерации осадочных пород от температуры литогенеза.

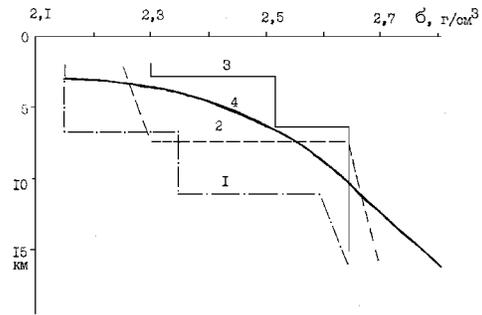


Рис.14. Плотностные модели осадочного слоя западной впадины Черного моря. 1 - по [11], 2 - по [37], 3 - по [25], 4 - рассчитанная по распределению скоростей продольных сейсмических волн [57] и температуре [25].

Рассмотрим полученные результаты на практическом примере впадины, в осадочном чехле которой Т невелики, т.е. мощность собственно осадков значительна, а влияние давления и температуры на V_p и σ может и не привести к неизменности свойств на глубине по сравнению со свойствами в нормальных условиях. Это западная впадина Черного моря, для которой построено распределение Т с глубиной и по профилю ГСЗ 25 изучено распределение V_p [57]. Глубинные температуры региона оцениваются со значительными допусками в зависимости от предположений о характере источников тепла, вызывающих наблюдаемый ТП. Но на глубинах до 15 км расхождения между моделями невелики, основные проблемы - глубже. Последнее связано с молодостью предполагаемых аномальных источников тепла в недрах Черного моря. Тепловой сигнал от них еще не достиг пород большей части осадочного слоя, что подтверждается, в частности, невысоким тепловым потоком региона.

Расчет σ по Т и V_p дает практически совпадающие результаты (расхождения в некоторых интервалах глубин не превышают первых сотых долей г/см^3 , в других - вообще отсутствуют). Поскольку современные температуры осадков здесь являются одновременно максимальными, совпадение расчетных плотностей указывает и на реальность использованных значений Т.

Возможная неопределенность незначительна по сравнению с различиями плотностных моделей, построенных в этом районе различными авторами (рис. 14) [11,25,37]. Если модели 2 и 3 по гравитационному эффекту в общем близки (хотя и в заметно разной степени) прогнозируемой по Т и V_p , то модель 1 отличается по гравитационному эффекту примерно на 100 мГл (для случая одномерного слоя) и представляется совершенно неприемлемой.

Другим осадочным бассейном, в котором возможно эффективное применение сформулированных правил определения физических свойств, является Донбасс, где, в отличие от Черного моря, степень литогенетических изменений пород велика вплоть до поверхности. Скоростные разрезы коры этого региона вдоль профилей ГСЗ X, XI [45 и др.] обнаруживают в центральной части бассейна на глубине около 15-20 км значения $V_p=5,7-5,9$ км/с. Породы, соответствующие этим скоростям, и вышележащие отнесены к осадочному слою. Оценивая величину эрозионного среза в центральной части бассейна примерно в 5 км [45,48], следует допустить исключительную мощность осадков (до 25 км). Большая их часть, вероятно, должна приходиться на девон (что не согласуется с известными фактами о составе и скорости накопления его пород [15]) или гипотетический в регионе рифей. Однако этому противоречит герцинская тепловая история Донбасса. В период максимального регионального метаморфизма основной части слоя (т.е. в герцинское время) ТП по региону в среднем достигал 70-75 мВт/м², что видно и по данным геологических термометров - см. выше. Т.о. глубже 11 км (6-7 км от современной поверхности) метаморфические породы должны присоединиться к консолидированной коре и стать практически неотличимыми от нее по скоростной характеристике.

Оценим современные значения V_p в бассейне для глубин 10-20 км для двух вариантов состава пород этого слоя коры: 1) породы - результат метаморфизма осадочных образований, 2) породы изначально были кристаллическими. В первом случае на глубинах (герцинского времени) 11-25 км при T 400-800°C возникли образования от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций метаморфизма пелитового ряда. Скорости сейсмических волн для них в условиях поверхности составляют в среднем около 6 км/с. Для нормальных современных температур названных глубин (т.е. для ситуации, не предусматривающей современной глубинной активизации Донбасса) - около 300°C - они должны достигать 6,15 км/с [68,87]. Для второго варианта можно воспользоваться скоростным разрезом кристаллических пород на тех же профилях ГСЗ вне Донбасса на глубинах 0-10 км - в среднем 6,15 км/с, увеличив эти значения для нужных глубин до 6,3 км/с.

Можно упомянуть еще об одной гипотетической причине повышения скорости сейсмических волн в рассматриваемом интервале глубин. Адвекционно-полиморфный процесс в недрах Донбасса подразумевает внедрение в рассматриваемый интервал глубин основной магмы, занимающей примерно 12% объема [25]. Без такой процедуры не удастся, в частности, обеспечить указанный выше ТП через поверхность в период регионального метаморфизма. Реальность подобного изменения состава очевидна и по скоростным разрезам средней части коры Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. Такая добавка приводит к увеличению современных V_p примерно на 0,1 км/с. Следовательно, прогнозируемые значения скорости при нормальных T составляют 6,25-6,40 км/с. Отличие от наблюдаемых 0,45-0,60 км/с, что много больше реальной погрешности определения величины V_p в коре.

Современная активизация Донбасса не вызывает сомнений [66,104 и др.]. Вероятно, недра региона прогреты до температуры выше солидуса рассматриваемых пород (600-700°C и более). Тогда скоростная аномалия может быть связана с повышением T на 300-400°C и частичным плавлением с концентрацией расплава 4-5%. Следует также отметить, что на скоростном разрезе уже вне "осадочного слоя" Донбасса выделяются несколько блоков на глубинах 10-15 км со скоростями 5,8-6,0 км/с на фоне скоростей 6,3-6,6 км/с в соседних блоках. Они тоже должны быть проинтерпретированы в качестве частично расплавленных пород кристаллической части коры. Над основной зоной частичного плавления метапелитов располагаются (в районе профиля ГСЗ X) объекты с резко пониженными скоростями (отличие от скоростей во вмещающих породах достигает 1,5-1,7 км/с). Они также скорее всего связаны с вторжениями расплавов или флюидов, возникших при дегидротации метапелитов. Их нельзя

считать отражением скопления антрацитов или графитов, так как в этом случае они должны были слагать всю породу, что кажется невероятным.

Эти геологически важные выводы должны быть подвергнуты всесторонней проверке. Контроль можно провести, используя данные глубинной геоэлектрики. Дело в том, что у.э.с. обогащенного флюидами расплава в коре опускается до 0,1-0,01 Ом.м (основное понижение сопротивления связано именно с флюидами, а не с самим расплавом как таковым) и при указанных концентрациях создает ρ слоя на уровне 1 Ом.м. При мощности зоны плавления порядка 10 км суммарная продольная проводимость должна достигать 10^4 См. В верхней части разреза земной коры Донбасса имеются дополнительные причины для увеличения проводимости, суммарная продольная проводимость коровых объектов может достигать примерно вдвое большей величины, чем указанная выше.

Это достаточно необычное значение, сопоставимое с обычным для океанической астеносферы и редко встречающееся в континентальной коре. Трудно ожидать, что слой с такими параметрами возникнет в недрах Донбасса по какой-то случайной причине. Поэтому обнаружение его может быть хорошим подтверждением разработанной модели. Слой действительно обнаружен геоэлектрическими исследованиями, в настоящее время продолжается его изучение, но уже не вызывает сомнений величина суммарной продольной электропроводности - $1-2 \cdot 10^4$ См на значительной территории Донбасса [17].

Свидетельством наличия в коре расплава может служить и тепловой поток бассейна. Здесь фиксируется серия очень интенсивных приразломных аномалий, которые нельзя объяснить иначе, чем эффектами гидротерм, развитых на остывающих апофизах молодых интрузий [104].

Таким образом, использованный подход позволил дать новую геологическую интерпретацию скоростного разреза Донбасса, объяснить наблюдаемое повышение ТП и электропроводность недр.

Подтверждение принятых моделей распределения физических свойств вещества, заполняющего глубокие впадины, может служить расчет гравитационного эффекта их коры, который, естественно, следует определять вместе с эффектом аномальной мантии, явно присутствующим в обоих рассмотренных регионах. Результаты таких расчетов приведены ниже. Здесь приведем только сопоставление расчетного и наблюдаемого полей вдоль профиля 25 во впадине Черного моря и его продолжения геотраверсом VI в Южноукраинской моноклинали и на западной окраине Украинского щита, которое ниже в таком варианте не анализируется (рис. 15).

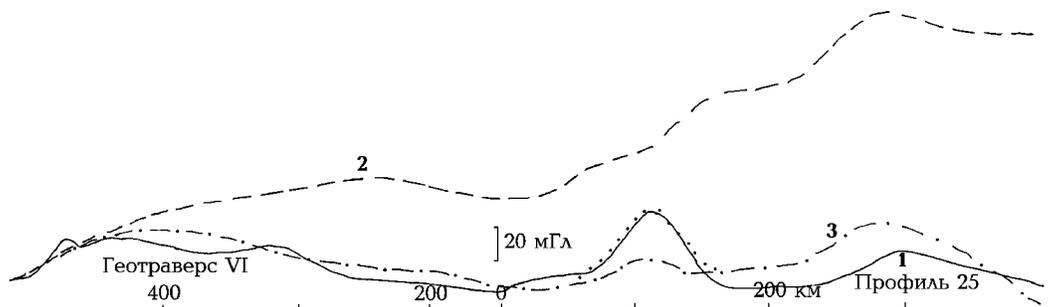


Рис. 15. Гравитационные эффекты вдоль профиля ГСЗ 25 и геотраверса VI, пересекающих глубокую впадину Черного моря.

Методика построения плотностной модели тектоносферы

1 - наблюдаемое гравитационное поле, 2 - расчетный эффект коры и нормальной мантии, 3 - расчетное поле, учитывающее аномальность плотностей пород мантии. Пунктир - эффект тела в коре, подобного рассмотренному в [20].

Модель построена для района, где суммируется несколько коровых и мантийных эффектов с совершенно различным “дальнодействием”, которые к тому же резко изменяются вдоль профиля. Это влияния мантийных (преимущественно - разуплотненных) объектов, роль которых обнаруживается и на других расчетных профилях, пересекающих границу Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (см. ниже), и утолщений коры на западе, востоке и юге от профиля. В отличие от них эффект осадочного слоя из-за сравнительно небольшой глубины проявляется непосредственно в районе расположения соответствующих масс. Ошибка в расчете этого эффекта непосредственно скажется на согласовании расчетного и наблюдаемого полей, причем вклад эффекта в разных частях профиля совершенно различен. Достигнутое согласование (рис. 15) показывает, что плотностной разрез осадочного слоя построен верно.

Таким образом, проведенное рассмотрение физических свойств пород глубоких осадочных бассейнов дало возможность: 1) определять их максимальную глубину для разных геотермических условий, 2) строить плотностные модели с существенно большей достоверностью (и объяснять гравитационное поле гораздо точнее), чем это было доступно ранее, 3) определять природу скоростных аномалий на больших глубинах и делать геологически значимые выводы о современном состоянии вещества, 4) наметить путь объяснения необычайно мощных аномалий проводимости, устанавливаемых в коре некоторых регионов (в том числе - и вне глубоких впадин, содержащих в настоящее время осадочные породы).

Представляет интерес сравнение значений плотности пород осадочного слоя, полученных описанным выше методом, с результатами массовых определений параметра, проведенных в ДДВ [21] на глубинах до 6 км по керну скважин. Информация касается всех мезо-кайнозойских и палеозойских образований (до раннего карбона включительно) и начинается с пород, залегающих на небольших (первые сотни метров) глубинах.

В пределы изученной территории попадают части ДДВ со значительной мощностью сравнительно малоплотных пород мезо-кайнозойского чехла (в центральной части впадины) и практически его отсутствием (в переходной зоне к Донбассу). Плотность части пород мезо-кайнозойского чехла (эти значения σ находятся за пределами достоверного расчета по (24), т.е. меньше $2,3 \text{ г/см}^3$) кажется существенно заниженной: $1,65\text{-}2,00 \text{ г/см}^3$ в интервалах глубин от 0 до $0,5\text{-}1,5 \text{ км}$. “Насыпные веса” глин и песков (т.е. пород, совсем не уплотненных давлением вышележащих толщ) составляют для сухих пород $1,5\text{-}1,8 \text{ г/см}^3$, для влажных - $1,8\text{-}2,0 \text{ г/см}^3$ [80 и др.]. Вероятно, при естественной влажности и глубине σ должны быть выше, иначе придется допустить, что изученные породы (методика расчета плотности которых включала представление о полном заполнении пор водой) наполовину и более состоят из воды. Близкие средние значения для указанных интервалов глубин получены в морских илах [76 и др.]. В работе [46] для тех же образований ДДВ в совпадающих районах и на совпадающих глубинах получены значения σ $2,1\text{-}2,3 \text{ г/см}^3$. Плотности пород на большой глубине, приведенные в обоих работах, совпадают.

Палеозойская часть разреза представлена породами, которые в настоящее время находятся, возможно, при температурах меньших, чем максимальные, достигавшиеся в их истории [59]. Для точной оценки последних необходимо кроме построения тепловой модели ДДВ в момент максимального прогрева при рифтогенезе и после него - при киммерийской активизации - знать величину эрозионного среза перед отложением пород чехла.

Информация такого рода отсутствует. Поэтому наиболее достоверно (с минимальной ошибкой) можно рассчитать плотность пород на максимальной глубине (около 6 км) в районах, где разрез представлен преимущественно толщами карбона. В момент максимального прогрева при рифтогенезе [25] здесь достигалась T около 300°C . Соответственно по (24) получим σ около $2,77 \text{ г/см}^3$, что хорошо согласуется с экспериментальными данными. Современные температуры на глубине 6 км вне зон локальных тепловых аномалий достигают в ДДВ примерно 160°C , чему по (24) отвечает плотность $2,63 \text{ г/см}^3$. Реальные значения σ в северо-западной части территории, где распространены значительные мощности мезо-кайнозоя и перми, должны быть выше $2,63$, но всего на $0,03\text{-}0,05 \text{ г/см}^3$ (при условии небольшой постгерцинской эрозии). Эти величины также неплохо согласуются с экспериментальными.

Интересно сравнить скоростные разрезы осадочной толщи ДДВ с плотностными. По профилю XXIII построен один из самых детальных в ДДВ разрезов [44], на небольшом расстоянии от него находятся структуры, для которых проведены определения плотности до глубин около 4-5 км [21]. Верхней части разреза (глубине около 1 км) отвечает значение скорости продольных волн примерно 2 км/с и плотности - $2,0\text{-}2,3 \text{ г/см}^3$. Максимальная плотность хорошо отвечает приведенному выше виду связи (25), минимальная - нет. О возможном занижении этих значений уже сказано. На глубине 4-5 км скорость и плотность составляют $4,5\text{-}4,9 \text{ км/с}$ и $2,62\text{-}2,68 \text{ г/см}^3$, что точно отвечает выражению (25). Аналогичные сопоставления выполнены для скоростных разрезов (гораздо менее представительных, чем на профиле XXIII) по профилям ГСЗ VI и XVI. И здесь достигнуто хорошее соответствие формуле (25).

Можно провести и сопоставление экспериментально установленных плотностей с вычисленными по результатам акустического каротажа скважин. Необходимо лишь учитывать, что зависимость (25) характеризует пелитовую толщу в целом, а не отдельные породы. В ДДВ и Донбассе типичное содержание песчаников в ней - около 20%, остальное - преимущественно аргиллиты и алевролиты. Исходя из этого по данным о V_p в песчаниках и аргиллитах карбона и плотностях песчаников [60] были вычислены средние параметры для толщи в целом. Учитывалось, что плотность основной части толщи в изучаемом диапазоне σ песчаников ($2,4\text{-}2,6 \text{ г/см}^3$) превышает последнюю на $0,11\text{-}0,02 \text{ г/см}^3$ [85]. Рассчитанные значения σ отличаются от установленных экспериментально в среднем на $0,01 \text{ г/см}^3$.

Приведенные данные позволяют построить, по сути, зависимость между V_p и σ на материале пород осадочных бассейнов Украины, не отличающуюся от общей. Исключения появляются только в районах, где существенную часть разреза составляют карбонатные породы [91 и др.]. Их плотности могут быть, в частности, значительно выше рассчитанных по скоростям продольных сейсмических волн.

Соответствующие поправки вносились при расчетах гравитационного эффекта коры в Крыму и Львовском палеозойском прогибе. Для небольших по мощности пластов известняков карбона Донбасса обнаруживается противоположный эффект: плотности при тех же скоростях оказываются ниже вычисленных по приведенной зависимости [1].

Таким образом, для осадочных бассейнов Украины удастся предложить методику расчета плотностей пород на всех, в том числе максимальных, глубинах, причем намечен и путь определения глубины распространения собственно осадочных пород, независимый от использования скоростного разреза, и расчета плотности метапелитов. Естественно, в любом бассейне необходимо максимально использовать экспериментальные данные о плотностях пород, установленные по керну скважин.

1.4. Распределение плотности в верхней мантии

Мощность земной коры на большей части территории Украины изменяется в сравнительно узких пределах: примерно 45 ± 10 км. Исключения составляют anomalно тонкая кора Закарпатского прогиба и Черного моря (27-30 км) и anomalно толстая - Карпат и некоторых зон щита (до 65 км). Под нормальной и anomalно толстой корой практически сразу под разделом Мохо при нормальных T вещество мантии находится в фации гранатового пиролита. Под anomalно тонкой корой должен присутствовать слой (с подошвой примерно на глубине 50 км) шпинелевого пиролита. Эти различия необходимо учитывать при выборе плотностей мантийных пород, характерных для подкоровой мантии. При изменении минералогии пород при одинаковом химическом составе плотность меняется примерно на $0,02 \text{ г/см}^3$.

Многочисленные оценки σ верхнемантийных ксенолитов при реальных РТ-условиях, характерных для пиролита под платформой на глубинах около 40-50 км, приводят к величине плотности $3,32 \text{ г/см}^3$ при нормальной железистости основных минералов - оливинов, пироксенов, гранатов (хотя доля последних в рассматриваемом интервале глубин предполагается относительно небольшой).

Для этих условий величина V_p составляет около 8,1 км/с. Оценка σ по (20) дает ту же величину - $3,32 \text{ г/см}^3$.

Естественно, возможны заметные изменения состава пород верхней мантии по сравнению с принятым пиролитовым, для которого подразумевается железистость минералов около 0,12 [75 и др.]. Учет этих отличий довольно сложен, так как в реальных ситуациях информация часто представлена только значениями скорости продольных сейсмических волн. В то же время наиболее заметные изменения состава происходят при интенсивном мантийном магматизме, в результате которого сокращается железистость и содержание диоксида (т.е. Са) в породах. Оба процесса ведут к росту V_p , а перегрев пород в ходе активного глубинного процесса - к сокращению [8 и др.]. Поэтому более достоверными могут оказаться оценки, базирующиеся на изучении свойств ксенолитов в тех районах прохождения активных процессов, где они достаточно многочисленны и хорошо изучены [32]. Оптимальной представляется величина понижения σ на $0,02 \text{ г/см}^3$ во всем интервале глубин, который питал мантийный магматизм.

Такой вариант предпочтителен еще и потому, что ход активного процесса по адвекционно-полиморфной схеме предусматривает значительный обмен веществом между корой и мантией [25]. Поэтому недостаточно фиксировать только вынос железа в кору из очага мантийного магматизма. Рациональнее ориентироваться на фактический материал по реальным породам мантии, сформировавшимся в результате активного процесса.

В перспективе необходимым представляется анализ влияния на физические свойства пиролита мантийного метасоматоза, роль которого в активных регионах часто считается весьма значительной. Сейчас для проведения такого анализа еще недостаточно информации.

На глубинах, превышающих рассмотренные (т.е. больше 100-150 км), информация о составе конкретных блоков пород верхней мантии, как правило, отсутствует и для восстановления плотности приходится ориентироваться на стандартный пиролитовый состав. Именно для него рассчитаны нормальные разрезы по основным физическим свойствам вещества, при определении которых принято представление о нормальной (платформенной) тепловой модели и лишь незначительном изменении минералогии пиролита с глубиной [25 и др.]. Установлены такие значения плотности: 100 км - 3,34, 150 км - 3,37, 200 км - 3,39, 250 км - 3,42, 300 км - 3,47, 350 км - 3,51, 400 км - 3,56 г/см^3 . Глубже, в зоне полиморфных преобразований пиролита (которая начинается в разных регионах на глубинах 450-500 км переходом оливина в структуру шпинели непосредственно или через β - оливин) плотность резко увеличивается у ее кровли и еще более существенно возрастает при замене (к 650-670

км) силикатов окислами кремния, железа и магния. Такая структура мантии сохраняется вплоть до поверхности ядра [75]. Описание распределения σ в этой зоне не входит в нашу задачу. Необходимо лишь отметить, что при изменении T на глубине кровли переходной зоны происходит ее смещение, что формирует отличие плотностного разреза от нормального. В реальной ситуации Украины учет этого фактора необходим только в пределах молодой геосинклинали Карпат. На остальной части территории он отсутствует или не может быть достоверно диагностирован.

1.5. Представление о нормальном гравитационном эффекте земной коры.

Нормальный гравитационный эффект земной коры (далее для краткости - "норма") является важнейшей частью используемой методики моделирования, позволяющей выявлять мантийные аномалии - основную новую информацию, которую могут поставлять глубинные гравиметрические исследования.

Получение этого параметра (Δg_n) основано на следующих соображениях. В регионе, где по геологическим признакам можно предположить нормальное (среднее для платформы) распределение плотности в мантии (точнее - во всем подкоровом пространстве), наблюдаемое поле изменяется соответственно изменению эффекта коры. Такое утверждение проконтролировано экспериментально. В соответствующих регионах рассчитывался эффект коры для районов с нулевой аномалией Буге для плотностей, отсчитанных от некоторой постоянной. Сравнивая с величиной Δg_n расчетный эффект коры минус аномалию Буге других районов получаем совпадение при отсутствии мантийной аномалии и различие при ее существовании.

Естественно, сравнение расчетных эффектов должно проводиться для слоев одной мощности, поэтому удобно в качестве константы, от которой отсчитываются плотности коровых пород, использовать плотность пород мантии (σ_m) на глубине, примерно соответствующей средней мощности коры - около 45 км - $3,32 \text{ г/см}^3$. Изменение этой плотности по вертикали в реальном диапазоне мощностей континентальной коры (25-65 км) не очень значительно (в среднем - около $0,01 \text{ г/см}^3$ на 10 км) и может быть учтено как известный источник мантийных аномалий.

Расчеты корового эффекта вдоль длинных профилей ГСЗ на Восточно-Европейской и Сибирской платформах [8-10 и др.] позволили статистически достоверно установить величину Δg_n - минус 870 мГл. Именно она используется ниже в качестве нормы. Средняя мощность земной коры в изученных регионах составила 42 км. Следовательно, средняя плотность коровых пород была $2,824 \text{ г/см}^3$. Эта величина совпадает со средней плотностью коры, основанной на общепринятых представлениях о составе ее пород.

Конечно, численная величина нормы сохраняется названной только при использовании согласованных параметров: функции связи скорости и плотности (см. 1.2 и 1.3) и плотности пород мантии. При изменении одного из них ее необходимо пересмотреть. Естественно, вполне реально использование практически той же величины Δg_n при других взаимосогласованных наборах параметров. Например, при $\sigma = 0,6 + 0,35V_p$ и $\sigma_m = 3,4 \text{ г/см}^3$ в случае коры без осадочного слоя мощностью 42 км (V_p на поверхности = 6 км/с и на разделе Мохо - 7,2 км/с) норма составит минус 860 мГл. Другое дело - насколько соответствуют такие плотности реальным коровым и мантийным породам (см. выше).

Внимание этому простому вопросу уделяется только для того, чтобы подчеркнуть - норма не абсолютна, использование ее величины минус 870 мГл при анализе поля в задачах, где параметры рассогласованы, приводит к грубым ошибкам в оценке мантийной аномалии.

1.6. Точность “наблюденного поля”, точность расчета гравитационных эффектов коры и верхней мантии.

Погрешность гравитационной съемки (т.е. определения относительных аномалий силы тяжести) изменяется в зависимости от масштаба и при детальных исследованиях масштабов 1: 1000 - 1:10000 с хорошо развитой опорной сетью может достигать первых сотых долей миллигала. На такую величину ошибки можно ориентироваться при изучении гравитационных полей локальных объектов (обычно проводимого с прикладными целями - см. ниже), естественно, в каждом индивидуальном случае обращаясь к характеристике конкретного исследования.

Некоторые примеры такого рода будут рассмотрены в главе 4, где изучаются гравитационные эффекты, связанные с рудоконтролирующими структурами и собственно месторождениями или рудопроявлениями золота в Украине.

В случае региональных глубинных исследований, где интерпретируется именно уровень поля, точностью “наблюденного поля” следует считать погрешность величин аномалии Буге (или Фая в морских условиях), снимаемых с карт. Она определяется в основном не погрешностью съемки, а рядом других факторов.

При решении региональных задач на территории Украины использовались в основном данные, снятые с гравитационных карт масштабов 1 : 1 000 000 - 1 : 200 000. При расчете аномалии Буге их авторы применяли стандартные плотности пород промежуточного слоя: 2,3 г/см³ на равнинах и 2,67 г/см³ в горных районах. Реально в Донбассе и на УЩ рельеф, располагающийся выше уровня моря, в основном слагают породы плотностью около 2,7 г/см³. При высотах рельефа до 300 м погрешность внесения поправки Буге достигает, таким образом, 5 мГл. В Карпатах и Горном Крыму плотность промежуточного слоя - примерно 2,5 г/см³, высота рельефа - до 1 км. Здесь можно ожидать погрешностей аномалии Буге противоположного знака до 7 мГл.

Сравнение карт указанного масштаба, построенных для одной территории в различное время (через 5-10 лет), обнаруживает расхождения значений поля в одной точке до 7-8 мГл (при одинаковом вычислении аномалии Буге). Причины этих различий во многих случаях неясны. Их также можно отнести к погрешностям “наблюденного поля”.

В горных районах Украины (Горном Крыму и Карпатах) кондиционная съемка указанного масштаба до сих пор не проведена, а именно здесь отмечаются весьма резкие изменения поля на относительно небольших расстояниях. Поэтому в их пределах погрешность поля оценить практически нельзя.

Таким образом, реальная средняя ошибка абсолютных значений наблюдаемого поля, с которым сравнивается расчетное поле, составляет (при случайном размещении источников различных погрешностей) на большей части территории Украины около 3-4 мГл. Вероятно, для ее понижения необходимо применять специальные методы коррекции значений Δg , снимаемых с карт. В данной работе это не делалось, так как было показано (см. ниже), что в настоящее время трудно рассчитывать на сокращение погрешности расчета корового гравитационного эффекта до величины менее 5 мГл.

В будущем, при разработке методик гравитационного моделирования, обеспечивающих меньшую ошибку корового эффекта, дополнительная по сравнению со стандартной обработка “наблюденного” поля станет совершенно необходимой.

Процедура расчета гравитационного эффекта земной коры и мантии по заданному распределению плотностей не представляет проблемы, для нее существует множество программ. При выборе одной из них естественно руководствоваться точностью расчета, технологическим удобством вычислений и быстротой действия. Последнее требование легко

выполнимо при современной технике: счет происходит много быстрее заполнения базы данных. Технологически удобным автору представляется применение в качестве элементарного объекта, для которого считается гравитационный эффект, не часто используемой материальной точки, аппроксимирующей некоторый объем, а плоской полосы ограниченной длины. При таком варианте отпадает необходимость численного интегрирования по двум координатам, гравитирующий объект разбивается на элементарные слои только по вертикали.

Размеры заменяемых полосой элементарных параллелепипедов, при которых не возникает заметных ошибок (в том числе и накапливающихся в процессе расчета эффектов многих тел), для реального диапазона размеров и плотностей легко подбираются.

В качестве одного из источников погрешности расчета эффектов глубинных (мантийных) объектов иногда упоминается неучет сферичности Земли. В нашем случае, когда в рассмотрение включаются тела размером в первые сотни километров с аномальной плотностью в первые сотые доли г/см^3 на глубинах до 500 км и на расстояниях от точки расчета до 1000 км пренебрежение сферичностью Земли приводит к ошибкам в доли миллигала, заметно не меняющимся на всей территории Украины.

Таким образом, ошибка вычисляемых эффектов коры и мантии практически сводится к вызываемой неточностями задаваемой плотностной модели.

Рассмотрим точность определения σ пород тектоносферы применительно к решаемым задачам (т.е. точность величин, характеризующих среднее значение плотности типичных тел, слагающих модели) и, соответственно, связанные с ними ошибки расчета гравитационного эффекта коры и мантии.

В осадочном слое, где σ устанавливаются по экспериментальным данным и температуре литогенеза, средние значения плотности определяются в пределах объемов тел мощностью в первые километры.

Они точно характеризуют рассматриваемый параметр, что хорошо контролируется результатами детального моделирования (см. ниже - главы 4,5). Для довольно сложной по структуре центральной части Донбасса по указанному выше комплексу данных построена модель слоя мощностью около 10 км, гравитационный эффект которой изменялся от района к району на территории площадью около 130 км² на 10-15 мГл и во всех точках согласовался с наблюдаемым полем по "рельефу поля" с точностью в десятые доли миллигала. Более значительные различия (до 1 мГл) полей имели незначительные размеры (порядка 1 км²) и в основном объяснялись геологически очевидными объектами с аномальной плотностью. При региональном моделировании их нет смысла рассматривать. Далее такие (чаще - несколько большего размера) аномалии будут анализироваться лишь в отдельных случаях, когда вызывающие их тела представляют самостоятельный геологический интерес.

Таким образом, при выполнении всех сформулированных в предыдущих разделах требований к расчету значений плотностей в осадочном слое погрешность вычисляемого гравитационного эффекта составляет для региональной модели доли миллигала.

Естественно, речь идет о ситуации, когда геометрия осадочной толщи известна без погрешностей, что нереально. При больших мощностях осадков σ у подошвы слоя отличается от плотности пород фундамента на величину 0,05-0,10 г/см^3 и погрешность расчетного поля будет достигать в максимуме (для одномерной ситуации) 0,2-0,4 мГл на 100 м ошибки глубины границы. Реально фрагменты границы, глубина которых устанавливается в рамках интерпретации одного пакета данных (бурения или сейсморазведки), имеют небольшую площадь в несколько десятков км² и погрешность определения глубины много больше 100 м. При случайном распределении знаков погрешностей в разных фрагментах влияние погрешности на точность расчетного поля остается в пределах долей миллигала.

Примерно такой же результат получается для неглубокого осадочного бассейна. Контраст плотности на границе здесь больше, ошибка определения глубины фундамента - меньше.

В случае восстановления σ пород консолидированной коры по V_p с учетом T расчеты для ограниченных массивов пород с аномальной плотностью, изученных геологическими методами, обнаруживают хорошее соответствие аномальных полей средним значениям σ . Конечно, речь идет о приповерхностных объектах, в которых плотность в значительной мере контролируется экспериментальными данными. Однако этому интервалу глубин присущ и серьезный минус: здесь минимальная надежность связи плотности и скорости сейсмических волн. Это обусловлено наличием в породах приповерхностной зоны заметной трещиноватости, значительно сильнее сказывающейся на понижении скорости, чем плотности.

В качестве примера можно упомянуть модель довольно сложно простроенного участка УЩ на границе Новоукраинского гранитоидного плутона и гнейсовой толщи Ингуло-Ингулецкой зоны. В тело массива вблизи его контакта с гнейсами “внедрена” полоса гнейсов шириной около 0,5 км и длиной около 3 км. Изучены плотности пород на поверхности, по данным сейсмометрии известны скоростные разрезы в обоих массивах пород (в основном - вне пределов рассматриваемого участка), по данным бурения установлены углы падения границ. В гнейсах для расчета σ у подошвы моделируемого слоя (мощностью около 5 км) использована обычная в этой части щита форма связи плотности и скорости. В гранитах рост σ с глубиной от поверхностных значений отвечает обычному для гранитоидных батолитов анатектического типа. При этом с глубиной не происходит изменения состава и степени метаморфизма пород. Лабораторные исследования показали, что в этой ситуации скорость растет с глубиной относительно много интенсивнее, чем плотность. Именно эти данные, полученные для новоукраинских гранитов при реальных РТ-условиях, использованы при расчете.

Перепады расчетного и наблюдаемого полей на участке составляют около 15 мГл (в основном это сокращение поля к центральной части массива), расхождения в “рельефе” поля достигают 1 мГл. Таким образом, осредненные значения плотности в крупных блоках пород оказываются вполне пригодными для точного расчета поля.

На больших глубинах основным известным источником погрешности расчета гравитационного эффекта коры становится ошибка в определении скоростей сейсмических волн. На некоторых профилях ГСЗ [55 и др.] приведены “допуски” для изолиний V_p в разных интервалах глубин, величины которых составляют в среднем около 3 км. При обычном вертикальном градиенте скорости около $0,03 \text{ с}^{-1}$ это создает погрешность (если ошибка сохраняет знак в пределах всей коры) около $0,09 \text{ км/с}$ и, соответственно, $0,02 \text{ г/см}^3$. Для одномерного случая погрешность расчетного поля достигнет 36 мГл.

Естественно, реальная величина ошибки гравитационного эффекта много меньше, так как скоростной разрез может изменяться не произвольно, а только эквивалентно, сохраняя соответствие волновому полю. Поэтому более объективной представляется оценка, основанная на сравнении гравитационных эффектов коры, рассчитанных по скоростным разрезам разных авторов на одних профилях ГСЗ (т.е. по одной исходной информации). Различия разрезов очевидны, но из-за эквивалентности они создают практически совпадающие гравитационные эффекты. Расхождения составляют лишь несколько миллигал (в типичных случаях - 3-5 мГл)..

Приведенная оценка может быть проконтролирована экспериментально. Как показано ниже, в районах УЩ (т.е. в условиях практически отсутствующего осадочного слоя), где нет влияния мантийных неоднородностей σ , Δg расчетное согласуется с наблюдаемым при среднем расхождении 5-7 мГл.

Конечно, таких результатов можно добиться только при высоком качестве скоростного разреза. На некоторых профилях ГСЗ построены разрезы земной коры, которые содержат лишь фрагментарную информацию о скорости и преимущественно иллюстрируют ее структуру, фиксируемую расположением отражающих и преломляющих площадок. Такие исходные данные для гравитационного моделирования делают оценку ошибки расчетного Δg неопределенной.

Плотность пород верхней мантии определяется по фоновой σ на данной глубине и отлнчию T от фона. В некоторых случаях учитывается изменение состава, если его можно обоснованно прогнозировать по геологическим или сейсмологическим данным.

Диапазон изменений T , происходящих в рамках процессов, постулируемых адвекционно-полиморфной гипотезой, сравнительно невелик и только в наиболее активных регионах в диапазоне глубин мощностью около 50 км аномалии могут достигать 500-600⁰С. На остальных глубинах в коре их средняя величина не превышает 200⁰С. Соответственно погрешность тепловой модели можно оценить в первом случае примерно в 100⁰С и во втором - в 50⁰С (речь идет именно о погрешности аномальных T). Ошибки плотностной модели тогда составляют примерно 0,01-0,005 г/см³. Для реальных размеров аномальных плотностных объектов ошибки расчетных аномалий гравитационного поля над их центральными частями будут на уровне первых миллигал. При случайном распределении объектов и знаков аномальной плотности в них погрешность расчета мантийного эффекта в связи с указанной причиной в любой точке Украины едва ли превысит 2-3 мГл.

Недостаточный учет особенностей состава пород мантии (см. выше) может привести к сопоставимым погрешностям расчетного поля.

Существенный и плохоизученный источник мантийных аномалий - смещение глубины границы зоны полиморфных переходов у подошвы верхней мантии. При расчете его гравитационного эффекта возможна значительная ошибка. Однако, на большей части территории Украины аномалии глубины границы и связанные с ними ошибки расчетного поля отсутствуют. Их незначительная величина может быть спрогнозирована лишь в части активных в настоящее время регионов: в Крыму и Черном море, Закарпатском прогибе и Складчатых Карпатах. Довольно неточные оценки указывают на возможность ошибки (в пределах сухопутной части юга Украины и шельфа Черного моря) около 10 и 20 мГл соответственно. Поскольку прогнозные величины мантийных аномалий в этих регионах составляют 50-100 и 100-200 мГл, ошибки кажутся вполне приемлемыми, не способными принципиально изменить искомые результаты.

Уровень достоверности данных о составе пород верхней мантии и о проходящих в ней процессах, естественно, ниже, чем для коровых объектов. Тем не менее с точки зрения формирования ошибки расчета гравитационного эффекта мантии ситуация оказывается достаточно благополучной, так как многие важные с точки зрения петрологии и геодинамики и плохо изученные параметры мантийной толщи не создают значительных непрогнозируемых ошибок при определении $\Delta \sigma$.

Однако, встречаются и исключения. Одно из них рассмотрено в работе [24] и заключается в обнаружении сейсмотомаграфическими исследованиями (моделью V_s) высокоскоростного объекта неясного происхождения на глубинах около 50-100 км. Неясность природы скоростной аномалии (не отражающейся к тому же в сопоставимой по масштабу модели мантии по скоростям продольных волн [13]) приводит к невозможности достоверной оценки плотностной аномалии. Принятый в работе [24] способ ее учета - не более чем признание этого факта. Поэтому весь расчетный эффект от рассматриваемого объекта может быть признан погрешностью вычисления Δg_m .

Методика построения плотностной модели тектоносферы

Информация о скоростях продольных и поперечных волн в рассматриваемой (западной) части Украины и за ее пределами, характеризующая объект в различных геодинамических ситуациях, возможно, позволит приблизиться к пониманию его природы. Но в настоящее время этот вопрос еще не решен. При построении плотностной модели мантии Украины рассмотренная аномалия учитывалась только в самом общем виде [24], но можно утверждать, что ошибки в определении ее гравитационного эффекта не скажутся на оценках величин мантийных аномалий зон активизации западного региона. Дело в том, что последние распространены на ограниченных территориях, площадь которых на порядок меньше площади, занимаемой эффектом плотностного возмущения неясной природы.

Приведенные в разделе данные показывают, что прогнозные погрешности расчета гравитационного эффекта тектоносферы Украины в типичных случаях могут быть сведены к незначительной величине в несколько (не более 10) мГл, а реальная погрешность “наблюденного поля” имеет сопоставимую величину. Поэтому вполне можно ожидать расхождений расчетных и наблюдаемых полей такого же порядка и их расхождения начиная примерно с 20 мГл можно рассматривать в качестве диагностического признака мантийных аномалий.

Глава 2. Исходные геолого-геофизические данные

2.1. Распределение скоростей продольных сейсмических волн в коре по данным ГСЗ.

Территория Украины покрыта довольно плотной сетью профилей ГСЗ, причем на значительной их части выполнены наблюдения большой детальности, позволяющие при адекватной методике интерпретации волновых полей получать подробные и достоверные скоростные разрезы. Расположение профилей представлено на рис. 16. Очевидно, что изученность территории неравномерна, однако во всех крупных тектонических единицах имеется один и более скоростных разрезов.

Интерпретация сейсмических данных проводилась в течение последних 30 лет с использованием различных подходов разными авторами. В результате на некоторых профилях имеется несколько сейсмических разрезов земной коры. Как правило, при гравитационном моделировании использовался последний по времени вариант. В некоторых случаях при отсутствии других данных использовались разрезы земной коры, для которых были известны только некоторые глубины границ. Их собственно нельзя считать скоростными разрезами. Но с помощью таких данных (“наполняя” промежутки между границами обычным для данного региона распределением скоростей) можно хотя бы качественно оценить составляющие гравитационного поля, предположить наличие или отсутствие мантийной аномалии. Естественно, о количественных параметрах в таких случаях не может быть и речи, хотя формально они и могут быть вычислены. Приводимый ниже компилятивный обзор сейсмических данных [16,42-45,55-57,77-79,92-94 и др.] о коре Украины не претендует на полноту и детальность. Имеется в виду только продемонстрировать основные свойства скоростных разрезов коры разных тектонических единиц региона.

В Украине на большей части территории распространена платформенная кора типа I (по терминологии работы [10]). В ее пределах скорость продольных сейсмических волн консолидированной части (мощность осадочного слоя невелика - до первых километров) увеличивается с глубиной как $V_p = 5,9 + 0,03 H$, где H - глубина под поверхностью фундамента в километрах. Мощность коры - около 40 км. Естественно, у подошвы достигается значение V_p около 7,1 км/с. Повсеместно в коре выделяются только поверхность фундамента и раздел Мохо. Лишь в некоторых регионах достоверно прослеживается подошва верхнего слоя консолидированной коры - “гранитного” - приуроченная к скоростному уровню около 6,4 км/с. Еще реже диагностируется подошва переходного (по составу и степени метаморфизма между “гранитным” и “базальтовым” слоями) на скоростном уровне около 6,8 км/с. В некоторых районах (представляется, что это территории, примыкающие к зонам активизации) кора утолщена (до 60 км) и в ее нижней части располагается слой коромантийной смеси - КМ, скорости в пределах которого выше (7,3-7,8 км/с) максимальных в коре нормальной мощности. Рассмотрение индивидуальных скоростных разрезов на территориях Украины, явно относящихся к докембрийской платформе, показывает, что отклонения от приведенной зависимости $V_p = f(H)$, как правило, не превышают 0,1 км/с. Лишь в отдельных блоках встречаются отклонения до 0,2 км/с (например, в Голованевском - см. рис. 17).

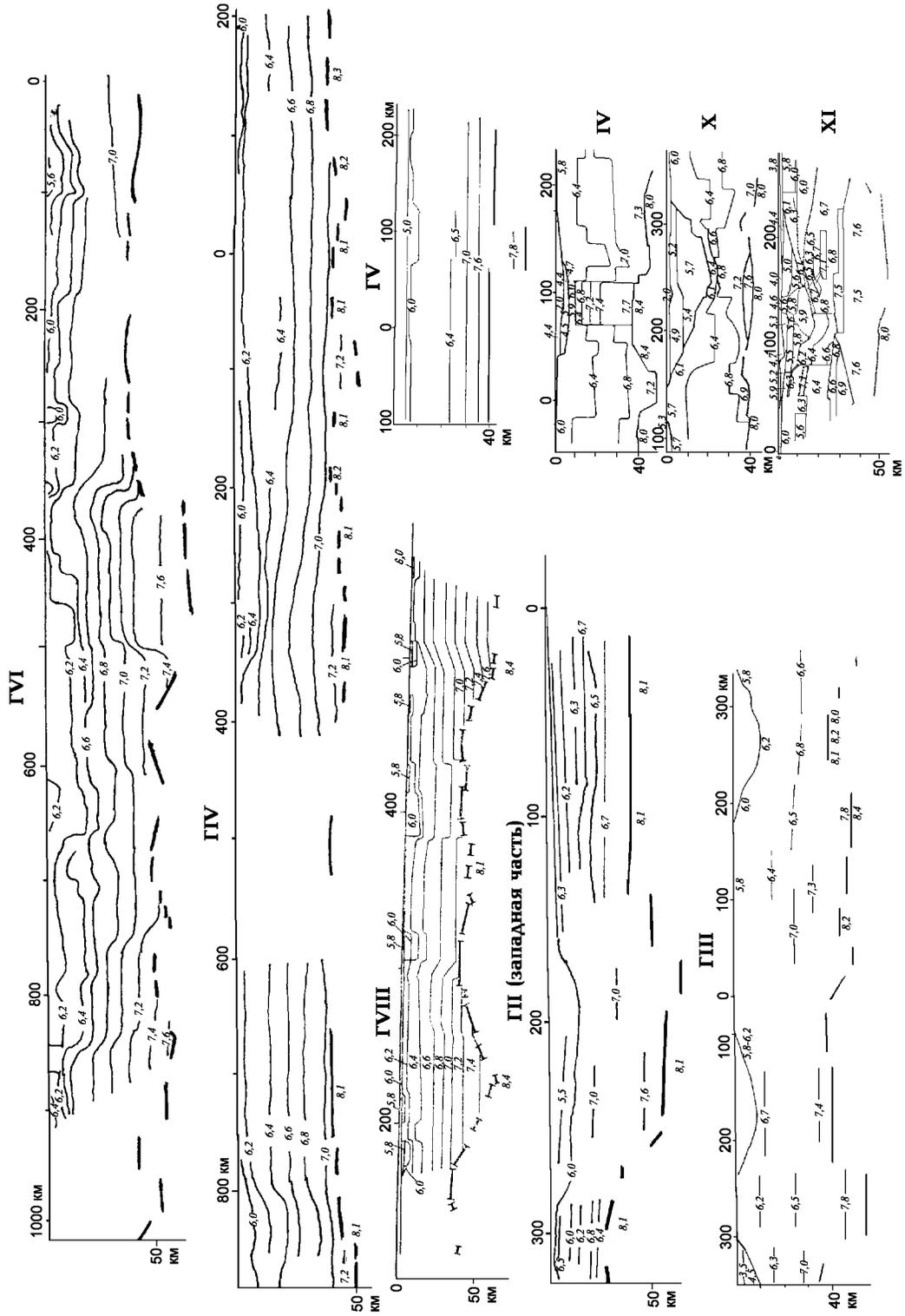


Рис. 17. Скоростные разрезы земной коры вдоль геотраверсов II, III, IV, V, VI и VIII и профилей ГСЗ IV, X и XI.

Несколько больше (в ДДВ, части Донбасса, в Черном море) распространена кора типа IV. Ее мощность чаще понижена по сравнению со средней для платформы, кора включает довольно мощный осадочный слой и характеризуется повышенными значениями V_p в нижней части разреза. Этот тип коры отражает результаты более продвинутой, чем образовавшая тип III, активизации.

Конечно, четких границ между типами коры иногда не наблюдается, встречаются образования переходного характера, но применение указанных разновидностей кажется достаточно наглядной и геологичной классификацией.

Ее использование вместе с данными о плотностях, теплогенерациях и намагниченностях коровых пород позволяет высказать некоторые представления о составе и степени метаморфизма пород коры того или иного типа на различной глубине. Эти построения выполняются на основе базового - платформенного - типа коры I, преобразования которого приводят к возникновению кор других типов.

Физические свойства пород коры типа I указывают на существенное отличие двух верхних слоев - осадочного и "гранитного" - от нижележащих не только по уровню метаморфизма, но и по составу. В работе [19] это различие считается признаком наличия в коре двух этажей - верхнего "активного" и нижнего "консервативного".

Геохимические и геохронологические данные о различных горизонтах коры позволяют несколько конкретизировать эти геофизические выводы. Например, в работе [99] анализируется состав обломочных пород докембрия и фанерозоя. В послепалеозойское время он заметно не меняется. Архейские породы резко выделяются высокими содержаниями магния, кальция, натрия и низкими - кремния и калия. Т.о. на поверхность выходили породы, существенно основнее современных. Поэтому кажется логичным считать разделение коры по составу отражением возрастных и генетических различий ее частей. Тогда подошва "гранитного" слоя приобретает особое значение: она отделяет в типичных случаях первичную архейскую часть коры от возникшей позже в других геохимических условиях.

Такие представления неплохо согласуются с выводами работы [19]: "... рубеж 3700 ± 200 млн. лет можно рассматривать как время образования протобазальтового слоя земной коры. Этот слой, по-видимому, выходил на дневную поверхность; ... рубеж 2100 ± 200 млн. лет можно считать временем формирования собственно "гранитного" слоя Земли..." (с. 157, 160). Около 1300 млн. лет назад гранитофильная тенденция магматизма сменилась гранитофобной - формирование "гранитного" слоя было завершено.

Состав пород "гранитного" слоя коры типа I представить несложно. Среднему уровню физических свойств на поверхности фундамента отвечают изученные на УЩ породы преимущественно амфиболитовой фации метаморфизма (со значительными включениями образований зеленосланцевой фации и очень небольшими - гранулитовой, на Побужье отмечены фрагменты эклогитов) и магматиты кислого и среднего состава. По [84] состав может быть представлен как: SiO_2 67, Al_2O_3 15, Fe_2O_3+FeO 5,5, CaO 3,5, Na_2O 3, K_2O 3, MgO 2,5%. Изменение состава и степени метаморфизма пород к подошве слоя может объяснить

весь комплекс физических свойств при появлении 25% основных пород и переходе половины образований слоя в гранулитовую фацию метаморфизма. Содержание SiO_2 сократится примерно на 3% по сравнению с поверхностными породами. Отметим, что даже небольшое увеличение степени основности и метаморфизма типичных пород нижней части "гранитного" слоя может приводить к их заметной намагниченности и приближению к поверхности верхних кромок источников региональных магнитных аномалий. Блоки с таким специфическим составом встречаются в коре Украины [55-57 и др.].

Породы верхней части переходного слоя (речь идет не о самой верхней части, а об образованиях верхней половины слоя) находятся преимущественно на гранулитовой стадии метаморфизма и представлены примерно равным количеством средних и основных образований с составом [84]: SiO_2 57, Al_2O_3 14,5, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 9, MgO 6, CaO 8,5, Na_2O 2,5, K_2O 1,5%. Они несколько кислее габбро из-за присутствия значительного количества диоритов и анортозитов и известны как “архейские основные породы щитов”. На УЩ в этих образованиях отмечена значительная гранитизация [88], в некотором количестве встречаются слюда и амфиболы, поэтому и на уровне переходного слоя при достижении температуры 600-650°C возможна небольшая (на уровне первых процентов) степень частичного плавления. Форма прожилков, отражающих распределение расплава в породе, указывает на возможность формирования связной системы электропроводящих каналов. Этот факт очень важен для диагностики зон частичного плавления в средней части коры Украины геоэлектрическими методами.

Нижняя часть переходного слоя, судя по составу пород глубокоэродированных блоков (за пределами Украины, например [6]) уже включает заметное количество ультраосновных пород (около 10%). Средний состав слоя отвечает концентрации SiO_2 около 53%. Описанный набор пород позволяет полностью объяснить все физические свойства этого раздела земной коры.

Породы “базальтового” слоя континентальной коры еще реже наблюдаются на поверхности. Одним из немногих крупных образований такого рода можно считать Хорогский ортокомплекс [40]. Это основные и ультраосновные породы в гранулитовой фации метаморфизма, причем для части из них этот уровень метаморфизма отражает регрессивную стадию: в них распространены реликты эклогитов. Глубины образования пород комплекса достигают 70 км, т.е. существенно больше обычной мощности коры. По набору физических свойств и петрологическим данным ясно, что в “базальтовом” слое продолжается рост основности пород с глубиной. Количество ультраосновных пород к обычной глубине раздела М должно достигать примерно 30%, средний состав получается основное габбро: $\text{SiO}_2 = 47\%$. Отметим, что среди пород Хорогского ортокомплекса встречены линзы плагиогранитов, вероятно, представляющих собой раскристаллизовавшиеся анатектические выплавки. Сохранение их в комплексе связано, скорее всего, с его очень быстрым подъемом к поверхности и охлаждением. При нормальном ходе глубинного процесса выплавки переместились бы в верхнюю часть коры. Представляется маловероятным нахождение в “базальтовом” слое (при скоростях продольных сейсмических волн более 6,8 км/с) кислых пород, плавящихся при температуре 600-650°C.

Средний состав платформенной континентальной коры оказывается близким к андезитовому (SiO_2 составляет примерно 58%). Этот вывод, сделанный на основе анализа физических свойств пород, отраженных в физических полях, хорошо согласуется с результатами петрологических исследований [36 и др.]. В них учтены многие факты, не рассмотренные в этой работе, поэтому есть смысл привести полученные Н.Л.Добрецовым выводы о происхождении континентальной коры:

“... состав коры действительно близок к андезиту, насыщенному водой... Результаты экспериментального плавления модельных систем в присутствии H_2O привели к выводу, что из недифференцированной мантии, богатой водой, будут выплавляться кислые андезит-дацитовые расплавы, а не базальтовые, как из относительно сухой мантии...”

Все эти данные лучше всего согласуются в модели раннего образования сиалической коры путем выплавления из первичной недифференцированной и интенсивно дегазируемой мантии в присутствии избытка H_2O . Дальнейшая осадочная и метаморфическая дифференциация (при решающей роли анатексиса как механизма, сходного с

дифференциацией мантии) привели к разделению первичной континентальной коры на гранулитно-базитовый и гранитно-метаморфический слой” (с.117-118).

Отметим, что именно перечисленные соображения о составе и степени метаморфизма коровых пород были положены в основу примененного подхода при выработке связи скорости продольных сейсмических волн и плотности для пород консолидированной коры (см. главу 1) и послужили основой для подбора коллекций пород и минералов, использовавшихся при анализе, и уровней температур и давлений, для которого устанавливались физические свойства пород.

Отталкиваясь от скоростного разреза коры типа I и смысла ее преобразований при различных видах активизации, можно получить распределение V_p в коре других типов. При геосинклинальном развитии кора наращивается сверху осадочными породами, метаморфизм которых в нижней части слоя ведет к появлению сравнительно низкоскоростного фрагмента консолидированной коры. Выше было показано, что при этом возможно сокращение V_p по крайней мере на 0,1 км/с на сопоставимых глубинах. Вместе с тем прогрев и коровый магматизм ведут к продолжению дифференциации коры, что также сокращает значения V_p (на сопоставимую величину) в верхней части разреза и увеличивает - в нижней. Дополнительный рост скорости в низах коры часто происходит за счет образования коромантийной смеси, в данном случае - проникновения в этот этаж вместе с основными расплавами из мантии заметного количества ультрабазитов (рост V_p до 0,1-0,2 км/с). На результаты изменений состава накладывается (в Карпатах) значительное понижение скорости от прогрева коры (в нижней части разреза - до 0,2-0,3 км/с). В Крыму и Донбассе последний фактор также сильно влияет на величины V_p , но рост температур по сравнению с недрами платформы обусловлен в основном не реликтовым влиянием геосинклинальных источников тепла, а прогревом коры при современной активизации. Перечисленные факторы вполне объясняют отличия скоростных разрезов типа II и IV от разреза типа I. Разрез типа III представляет собой кору типа II, сокращенную снизу.

В недрах зон современной активизации на платформе факторы изменения состава коры действуют слабее, чем указано выше (процесс массообмена с мантией и анатектических преобразований коры находится на начальной стадии), основным фактором становится рост температур вплоть до частичного плавления. В нижней части разреза (см. ниже) нагрев может понизить скорость продольных волн (она сокращается примерно на 0,05-0,07 км/с на каждые 100°С перегрева) на 0,3 км/с, в средней части при небольшой степени частичного плавления - 1-3% (V_p сокращается примерно на 0,06 км/с на каждый % расплава) вполне возможно такое же снижение скорости. Наглядным примером описанного явления может служить распределение скоростей в средней и нижней частях коры на геотраверсе VIII в месте пересечения им Кировоградской зоны современной активизации (пк 300-450 - рис. 17).

Естественно, все перечисленные особенности скоростной структуры коры описаны для типичных ситуаций, в конкретных районах могут наблюдаться заметные отклонения от типовых разрезов, обусловленные вариациями состава и степени метаморфизма пород от обычных на данной глубине и связанных с неучтенными (в том числе - древними) активными процессами и разной глубиной современной эрозии блоков коры.

Важным параметром коры Украины является ее мощность (рис. 18). Определение глубины раздела M выполняется с погрешностью не менее 2 км, в сложных случаях (“эшелонированного” раздела M) ошибка может быть больше. Поэтому изолинии глубины раздела M есть смысл проводить с шагом не менее 5 км, большая детальность представляется иллюзорной.

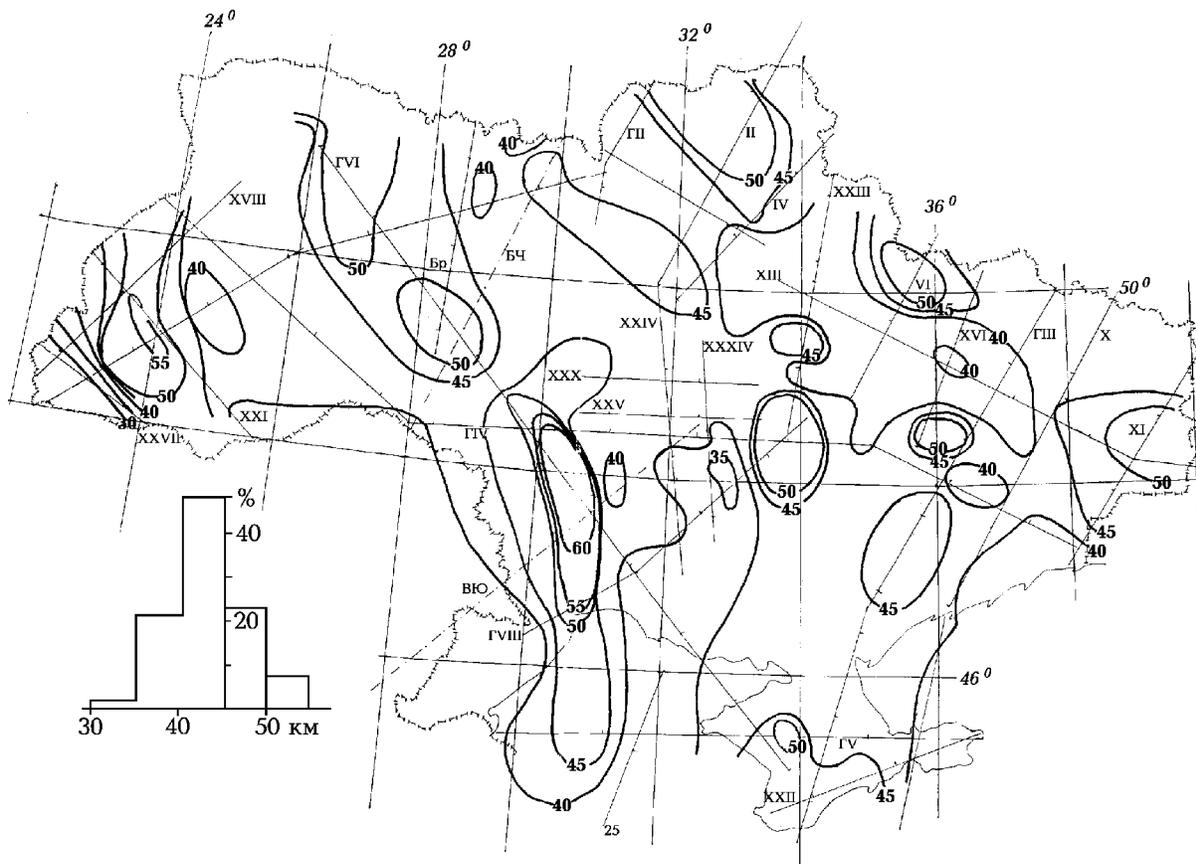


Рис. 18. Схема мощности земной коры Украины (изолинии - в км).

Приведенная схема (рис. 18) мощности земной коры Украины обладает еще одной особенностью, отличающей ее от многих других, построенных для той же территории [78 и др.]. Здесь не применялся принцип, согласно которому некоторые особенности рельефа границы (существенные утолщения или утонения коры) протягиваются вдоль геологических структур при отсутствии информации на профилях ГСЗ. Использование такого подхода лишает схему даже той доли объективности, которой удастся достичь, несмотря на перечисленные источники ошибок. Он может привести к неоправданным экстраполяциям. Так, протягивание утолщения коры под Криворожской зоной на огромное расстояние вплоть до южного Крыма базируется на целом ряде недоказанных предположений: 1) априори считается, что утолщение коры связано именно с протерозойскими процессами в зоне, 2) что зона протягивается на указанное расстояние, 3) что процессы переработки коры в герцинское и киммерийское время в Крыму не привели к перестройке коры и т.д.. В то же время и на материалах ГСЗ в Украине можно увидеть несоблюдение этих априорных допущений. Единая структура в рифее (и, вероятно, в предшествующей части докембрия) - Днепровско-Донецкий авлакоген - имеет в настоящее время мощность коры в центральной части от 36 до 53 км.

Гистограмма распределения значений глубины раздела М представлена на рис. 18. Она составлена по величинам, полученным в виде средних для единичных районов, ограниченных одним градусом широты и долготы. Естественно, получены несколько сглаженные значения мощности коры. Модальное значение составляет 43 км, $\delta = \pm 3$ км.

Таким образом, для большей части Украины характерна кора типичной континентальной мощности. Достоверно аномальными следует считать глубины раздела М менее 37 км и более 49 км, т.е. отличающиеся от средней больше, чем на удвоенное стандартное отклонение.

В целом имеющиеся данные о скоростных разрезах земной коры на территории Украины позволяют во многих ее районах провести обоснованное построение плотностных моделей, но для построения трехмерной модели всего региона их явно недостаточно. Имеются профили со слабой “обеспеченностью” разреза скоростями (рис. 17), в достаточно больших частях региона просто нет профилей ГСЗ (рис. 16) и здесь при постановке задачи построения модели для всей территории необходимо использовать другие подходы, которые обеспечивают хотя бы качественное решения проблемы.

2.2. Распределение скоростей сейсмических волн в верхней мантии Украины

Распределение скоростей сейсмических волн в верхней мантии Украины может быть представлено с помощью нескольких групп данных, находящих разное применение при построении плотностных моделей.

Значения V_p (в небольшом количестве - V_s) в самых верхних горизонтах мантии устанавливаются при исследованиях ГСЗ. Трудно точно определить мощность слоя (вероятно - переменную), к которой относится величина V_p под разделом Мохо, заметно различаются глубины самого раздела. Поэтому очевидно, что определения скорости продольных сейсмических волн могут относиться к разным частям интервала глубин, в пределах которого даже в одном районе V_p могут изменяться в связи с изменениями химического состава и минералогии пиролита. В активных регионах в этом же интервале очень резко изменяются T по глубине и латерали. Таким образом, можно прогнозировать очень значительные изменения V_p под разделом Мохо - до 0,2-0,3 км/с. Анализ геолого-геофизических данных по каждому из районов аномальных значений V_p под Мохо во многих случаях может привести к довольно обоснованному или предположительному объяснению отклонения. Но обратная задача - восстановление по аномалии скорости современных аномалий состава, минералогии и температуры, отображающих современный или древний активный процесс в мантии - практически не может быть решена.

Поэтому использование рассматриваемого блока информации может быть только весьма ограниченным. Для построения плотностной модели мантии Украины он не использовался. Другие группы данных представлены в публикациях [12,13,16,78,92,93,105 и др.] и касаются распределения скоростей продольных и поперечных сейсмических волн в больших интервалах глубин мантии Украины.

Значения V_s рассмотрены в [105] и представлены схемами-срезами на глубинах 80, 140, 200, 300, 400 и примерно 450-500 км (рис. 19-21), т.е. охватывают всю тектоносферу. Построена и схема-срез на глубине 670 км, но скоростные (и, вероятно, плотностные) аномалии здесь сокращаются до недостоверного уровня.

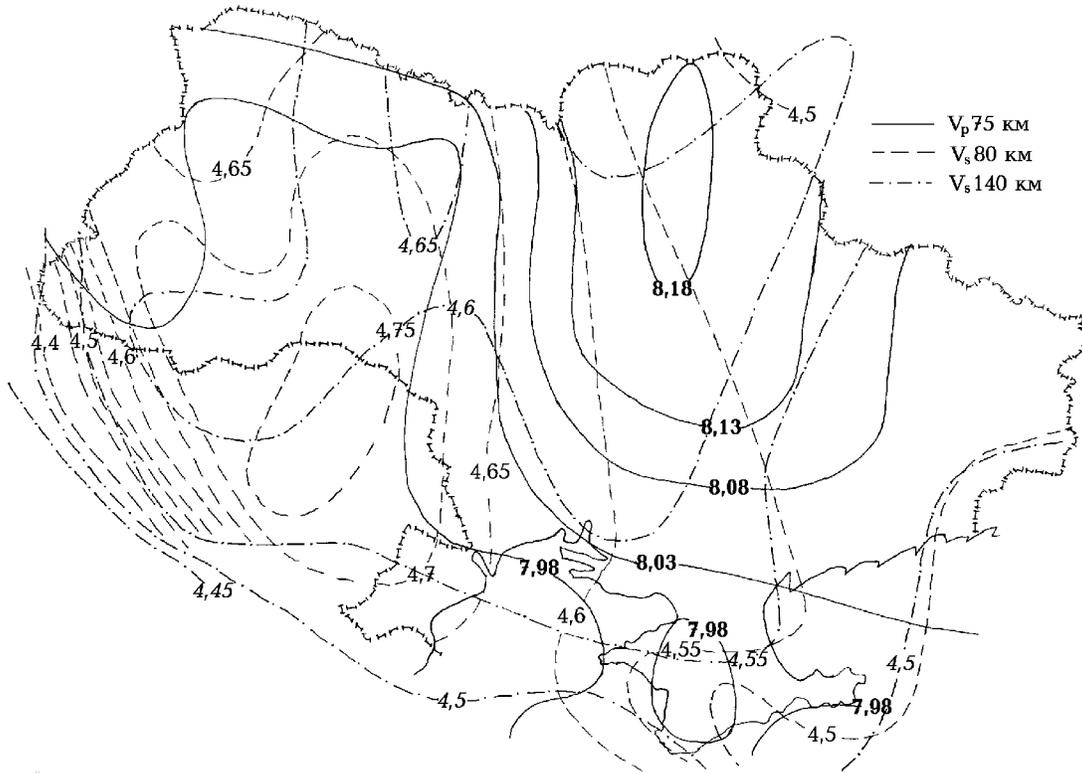


Рис. 19. Значения V_p (на 75 км) [13] и V_s (на 80 и 140 км) [105] в верхней мантии Украины (в км/с).

Недостатком этой модели является прежде всего ее небольшая детальность, которая не позволяет характеризовать V_s в недрах отдельных зон активизации Украины. Возможно только построение осредненных скоростных (и плотностных) моделей для крупных тектонических единиц, но и в этих конструкциях из-за большого перепада глубин между схемами-срезами могут быть пропущены многие важные детали. В виде региональной особенности модели выделяется прежде всего интенсивная отрицательная скоростная аномалия в нижней части тектоносферы (200-450 км), отражающая область перегретого и частично расплавленного вещества, служащую источником энергии для глубинных процессов в Трансевропейской зоне активизации [24], в западной части Украины. Отмечается и “залив” зоны в восточную часть территории Украины (где скоростная аномалия, возможно, ослаблена влиянием близкого края модели).

Эта и другие скоростные аномалии хорошо согласуются со значениями V_s , вычисленными в предположении нормального состава мантии и нормальных T и дополненными влиянием аномальных температур (считая, что скорость поперечных сейсмических волн изменяется на 0,041 км/с на каждые 100°C). Средние для тектонических единиц расчетные и наблюдаемые величины V_s в платформенных и активных регионах в Украине и за ее пределами различаются в среднем на 0,03 км/с [24]. Ниже показано, что значения V_s могут быть с успехом использованы для контроля расчетных величин T в мантии Украины.

Единственным элементом модели, не получившим приемлемого объяснения, остается положительная аномалия скорости поперечных сейсмических волн на глубине 80 км в западной части Украины (т.е. над областью пониженных V_s Трансевропейкой зоны

Исходные геолого-геофизические данные

современной активизации). Ее гипотетический учет [24] позволяет примерно уравнивать расчетное и наблюдаемое гравитационные поля и не создает проблемы при выделении мантийных гравитационных аномалий сравнительно небольшого размера. Это утверждение было проконтролировано более подробными расчетами для территории Украины (см. ниже).

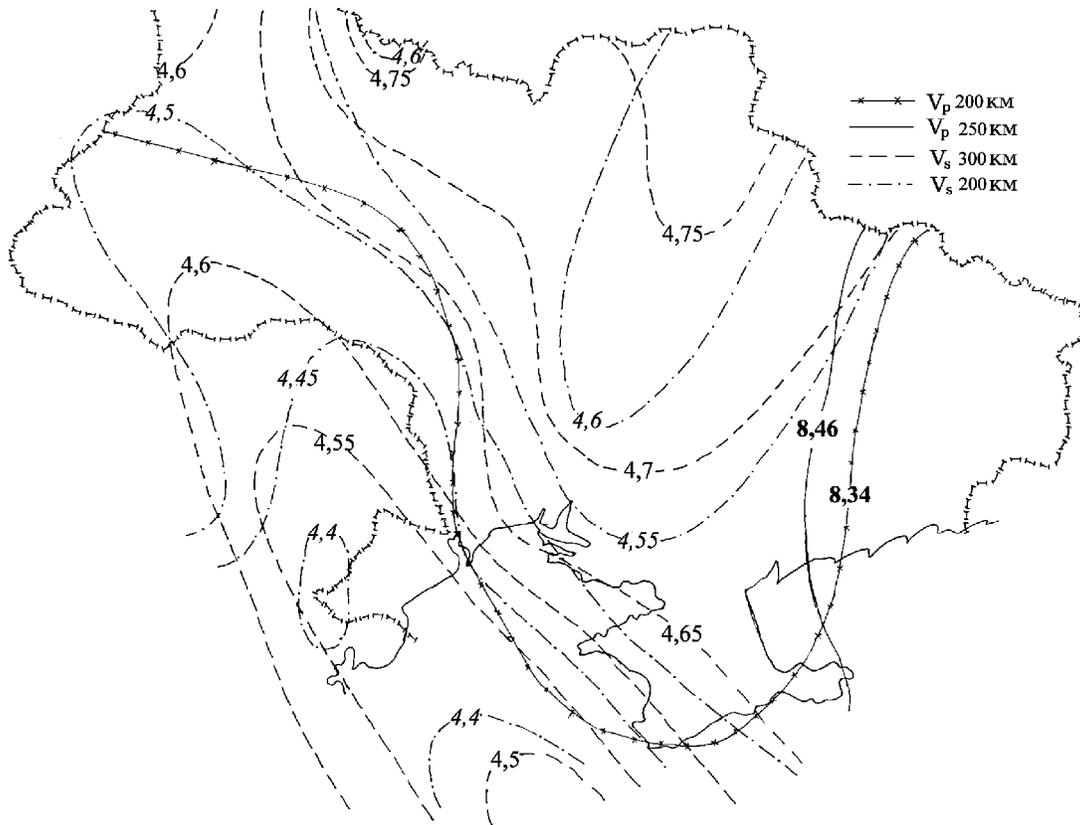


Рис. 20. Значения V_p (на 200 и 250 км) [13] и V_s (на 200 и 300 км) [105] в верхней мантии Украины (в км/с).

Таким образом, данные о V_s в целом согласуются с тепловыми моделями и, поскольку последние обладают значительно большей подробностью, логично использовать для построения мантийных плотностных моделей именно тепловые (за исключением указанного плотностного объекта неясной природы).

Сведения о V_p в породах верхней мантии на всей территории Украины представлены только в модели [13] до глубины 250 км (рис. 19-21). Очевидно, что уже из-за недостаточной глубинности эта скоростная модель не может быть использована для построения плотностной на всю мощность тектоносферы. Практически глубинное ограничение еще больше: как видно из рис. 20, о детальности распределения значений скоростей продольных сейсмических волн на глубинах 200-250 км не приходится говорить даже в смысле выделения отдельных тектонических единиц. На всей территории проходит только одна изолиния скорости на каждом из срезов. Определенной проблемой является также точность определения V_p (речь идет об отличии рассчитанных скоростей от истинных, а не погрешности, связанной с вычислительными процедурами) и о соответствии рассматриваемых данных составу и температуре мантийных пород.

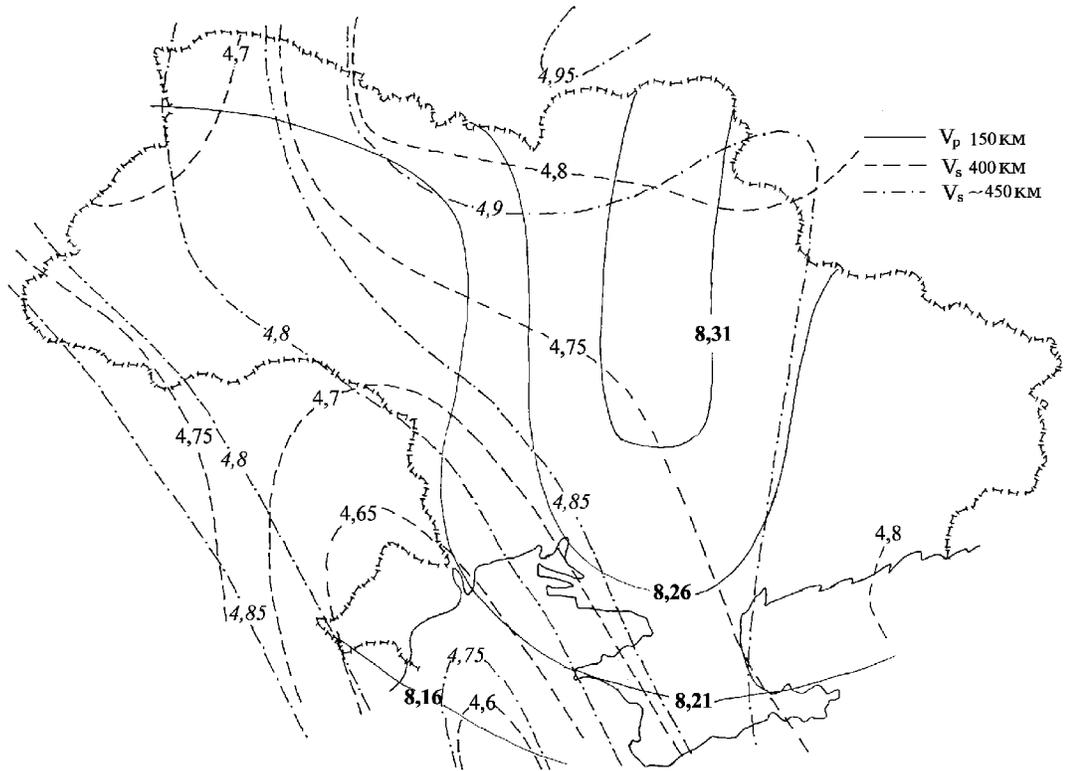


Рис. 21. Значения V_p (на 150 км) [13] и V_s (на 400 и 450 км) [105] в верхней мантии Украины (в км/с).

На глубинах меньше 200 км детальность модели V_p увеличивается (рис. 19, 21), но сравнение с моделью V_s указывает на возможность значительных погрешностей. Корреляция положительных и отрицательных аномалий отсутствует, отношение величин скоростей изменяется в пределах 1,68-1,89, что лишь отчасти обусловлено влиянием упомянутой выше положительной аномалии скорости поперечных волн на глубине 80 км. В основном наблюдаемый разброс величин отношения связан с гораздо большей изменчивостью величин V_s , чем V_p , на территории Украины. Поскольку изменчивость скоростей поперечных волн удачно объясняется влиянием температуры, ожидать согласования с T величин V_p не приходится. Значения скорости продольных волн в районах с максимальной (Закарпатье) и минимальной (северная часть Вольно-Подольской плиты) температурой в Украине на глубине 75 км (рис. 19) практически совпадают. Различия в температурах достигают 700°C , что отвечает перепаду скорости около 0,5 км/с.

Сравним данные из работы [13] (обозначив их для краткости как V_{p1}) с другими, вычитая последние из первых. При сопоставлении использовались 50-200 пар значений, что обеспечивало достоверное определение модального значения разности (M_0) и стандартного отклонения (δ).

Сравнение с данными на разделе Мохо (V_{p2}), установленными на многочисленных профилях ГСЗ Украины (рис. 17 и др.), обнаруживает значительные различия, заметно не зависящие от тектонических единиц: $M_{0,2} = -0,21$ км/с, $\delta_{1,2} = \pm 0,12$ км/с.

На больших глубинах (50-125 км) сравнение проведено в пределах Украины и прилегающих районов Молдовы и Румынии с данными по литосферным трансектам [92,93] и фрагментарной информацией о скоростях в мантии под частями геотравверсов V и VI (V_{p3}). В

Исходные геолого-геофизические данные

основном сопоставление охватывает платформенные районы и преобладают отличия с тем же знаком: $M_{0,3} = -0,17$ км/с, $\delta_{1,3} = \pm 0,12$ км/с. В небольших по объему отрицательных скоростных аномалиях V_{p3} в зонах активизации Молдовы, Румынии и шельфа Черного моря различия составляют плюс 0,1-0,2 км/с.

Сходный результат получен и при сопоставлении V_{p1} со скоростями, рассчитанными по нормальной скоростной модели мантии и температуре (V_{p4}) в интервале глубин Мохо-250 км. На платформе обнаружена величина $M_{0,4} = -0,08$ км/с, $\delta_{1,4} = \pm 0,06$ км/с, в активных регионах - $M_{0,4} = +0,1$ км/с, $\delta_{1,4} = \pm 0,08$ км/с.

В Черном море на глубинах Мохо-250 км примерно вдоль 43°с.ш. можно провести сравнение V_{p1} с сейсмологическими данными из работы [16] (V_{p5}). Последние получены с использованием модели Джеффриса-Буллена, близкой к значениям V_{p1} в Украине. Соответственно: $M_{0,5} = +0,02$ км/с, $\delta_{1,5} = \pm 0,09$ км/с.

Представляет интерес и сравнение с данными по Черному морю, полученными теми же авторами [12] (V_{p6}). Последние величины скорости продольных волн рассчитаны для модели с зоной пониженных скоростей, первые - в предположении ее отсутствия. Реальными представляются и модели, включающие более одной такой зоны, поэтому сравнение имеет смысл. Естественно, что средние значения скорости совпадают, но $\delta_{1,6} = \pm 0,09$ км/с, а в пределах собственно зоны понижения скорости расхождения между моделями много больше.

Таким образом, можно констатировать, как и для случая скоростей поперечных сейсмических волн, что данные о V_p в верхней мантии Украины не могут обеспечить построения плотностной модели на всю ее мощность с приемлемой точностью. Значения скорости, рассчитанные по нормальному разрезу и температурам, оказываются близкими к средним, установленным разными методами. Поэтому именно расчет плотности по нормальной плотностной модели и T был признан предпочтительным по сравнению с расчетом по скоростям.

2.3. Глубинные процессы и распределение температур в тектоносфере Украины

Современный момент геологической истории в пределах территории Украины представлен несколькими типами глубинных процессов, часть которых с полной определенностью документирована геолого-геофизическими данными, другая - гипотетична, так как обычные геологические события, используемые для диагностики типов эндогенных режимов, еще не проявились в полной мере. Речь идет о зонах современной активизации.

Последние выделены по аномалиям теплового потока, которые сопровождаются аномалиями пониженных скоростей сейсмических волн и электрических сопротивлений в верхних горизонтах мантии и во многих случаях - в коре, отождествляемых с зонами частичного плавления и (в коре) дегидротации [25 и др.]. Подъем изотермы Кюри магнетита приводит к размагничиванию нижней части коры, где обычно располагаются источники положительных региональных аномалий магнитного поля. Поэтому аномалии здесь, как правило, отсутствуют. Исключение составляют районы с высоким расположением источников магнитного поля.

В зонах обнаружены аномалии изотопии гелия, указывающие не только на сам факт активизации, но и на наличие ее мантийной составляющей. Многие из них совпадают с быстрыми современными поднятиями, амплитуда которых за последние 5 млн. лет составила примерно 100-200 м. Имеются и случаи (Кировоградская зона активизации) активных поднятий, амплитуда которых все еще незначительна (возможно, из-за позднего начала процесса) и не выделяется по сравнению с фоновым для Украины значением в несколько десятков метров [66]. Многие зоны отмечены местными землетрясениями, имеющими, как правило, небольшую магнитуду - до 3 (хотя отмечены и события большой бальности с

неглубокими очагами). Землетрясения вполне могут быть на количественном уровне согласованы с выделением энергии тепловыми источниками зон активизации. В единичном случае (за пределами Украины - в Румынии) зоне на платформе соответствует молодой (поздненеоген-антропогеновый) магматизм [63]. В ряде указанных зон проведено гравитационное моделирование тектоносферы, обнаружившее мантийные аномалии интенсивностью 20-40 мГл и возможность их объяснения объектами, возникающими в процессе активизации по схеме, отвечающей адвекционно-полиморфной гипотезе.

Таким образом, уже проведенные исследования позволяют уверенно говорить о наличии зон на территории Украины и прогнозировать их отражение в гравитационном поле. Конечно, использованные данные ограничены (особенно - в платформенной части Украины) и вполне можно допустить, что какие-то зоны в настоящее время неизвестны. Однако плотность сети геоэлектрических наблюдений уже столь значительна, что при завершении полной интерпретации данных (а это дело ближайшего будущего) удастся выявить все крупные зоны, в том числе - и не проявляющиеся из-за молодости источников в наблюдаемом тепловом потоке.

Аномальный характер распределения температур и, следовательно, плотностей в мантии фанерозойских геосинклиналей можно считать доказанным во множестве регионов [8-10,32,33 и др.], поэтому

очевидно, что его необходимо учитывать в Карпатах, на Скифской плите и в Донбассе. В отличие от Донбасса герцинский рифтовый процесс ДДВ уже практически не должен проявляться в аномальных Т недр.

Довольно своеобразной представляется ситуация в недрах Черного моря. Она не может считаться детально проанализированной в настоящее время, однако сам факт активизации не вызывает сомнений, могут быть намечены и временные рамки процесса и его примерные тепловые последствия [25 и др.].

Распределения Т в тектоносфере основных тектонических регионов Украины показано на рис. 22. Они получены с использованием последней модификации адвекционно-полиморфной гипотезы и обоснованы всем комплексом данных глубинной геофизики и многочисленными геологическими данными.

Рассмотрим кратко основные параметры геосинклинального, рифтового и активизационного процессов по схеме, предлагаемой гипотезой, ограничиваясь теми, которые необходимы при решении задач, стоящих перед данной работой [25 и др.].

Температуры в верхней мантии региона, способного к активизации, прогнозируемые по результатам изучения тепловой истории мантии и восстановленные по данным о скоростях сейсмических волн, обнаруживают мощную зону частичного плавления (превышение сухого солидуса пород) на глубинах 220-480 км. Обмен веществом и энергией этой зоны с вышележащей частью тектоносферы - основа активных процессов.

Исходные геолого-геофизические данные

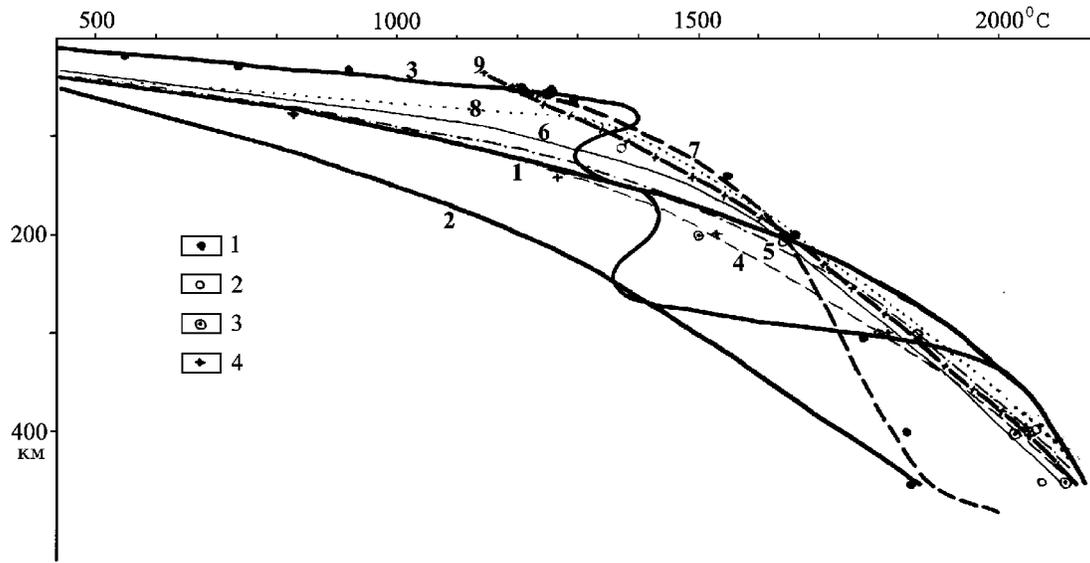


Рис. 22. Тепловые модели платформенных и активизированных регионов Украины.

Температуры, установленные по геолого-геофизическим данным: 1- в центральной части Карпатской геосинклинали, 2 - в центральной части Скифской плиты, 3 - в Донбассе, 4 - в ДДВ. Расчетные температуры (цифры у кривых): 1- фоновое распределение Т в регионе, способном к активизации, 2 - среднеплатформенное распределение Т, 3 - распределение Т в зоне современной активизации, 4 - в ДДВ, 5 - в Донбассе, 6 - на Скифской плите, 7- в центральной части Карпатской геосинклинали, 8 - в Черном море, 9 - солидус пиролита.

Различия глубинных процессов с точки зрения адвекционно-полиморфной гипотезы обусловлены тем, что в фанерозойских геосинклиналях из указанного резервуара вверх поступает последовательно три кванта тектонического действия (КТД) - перегретых порций вещества объемом около 120 ± 60 тыс. км³ - на глубины 160-220 км, 100-160 км и 40-100 км. В рифте процесс идет в обратном порядке: вначале КТД поступает на меньшую глубину. Последовательные КТД в этом случае разделены, как правило, меньшими промежутками времени, чем в геосинклиналях. В зонах современной активизации (где, вероятно, имеет место начало рифтогенеза) под кору поступил только один КТД.

В действующей альпийской геосинклинали Карпат на глубинах 300, 400 и 450 км (ниже кровли зоны полиморфных преобразований) Т составляют: 1790, 1860 и 1880⁰ С (рис. 22). Очевидно, что в этом интервале глубин (или несколько большем) геологически недавно установился адиабатический геотермический градиент. Не вызывает сомнений его связь с конвекцией в астеносфере, происходившей при формировании последнего (третьего от начала процесса) кванта тектонического действия в недрах геосинклинали [23].

Реалистичные оценки мощности конвектирующего слоя и изменений Т в пределах погранслоев приводят к Т у подошвы (вероятно - 480 км) около 2050⁰ С. Поэтому представляется весьма вероятным, что и вещество поступающего сверху холодного астенолита будет распределено по всей астеносфере.

Вторая особенность теплопереноса выясняется при подборе хода процесса. Все рассмотренные варианты, включающие только вертикальное перемещение вещества, не дают тепловой модели, удовлетворительно отвечающей температурным реперам. Для этого в тектоносфере просто недостаточно энергии. Необходимо допустить, что часть ее поступает

из соседних объемов мантии за пределами территории будущей геосинклинали. Такое предположение подтверждается данными по зоне современной активизации восточнее геосинклинали [24,105]. Здесь скоростной разрез не обнаруживает отличий от стартового высокотемпературного (“горячего”), сохраняется мантийный резервуар частично расплавленных пород несмотря на образование КТД примерно под половиной территории зоны.

Логично считать, что латеральный теплоперенос происходит (по крайней мере, в основном) именно при формировании первого КТД под геосинклинальным регионом, так как в области, откуда поступает вещество, произойдет существенное охлаждение интервала глубин 240-480 км за счет попадания в нее пород меньших глубин в объеме слоя мощностью около 50 км. Расчет показывает, что к моменту формирования следующего КТД (примерно через 30 млн. лет после первого) охлаждение составит около 100° С и астеносфера ликвидируется. Латеральное перемещение будет затруднено.

В то же время в геосинклинальном регионе температуры астеносферы сохраняются начальными, а выше нее превысят солидус в период формирования второго КТД. Через 30 млн. лет после старта первого КТД ситуация внешне будет напоминать образование астеносферного выступа.

Второй КТД формируется в более мощной астеносфере, чем первый. Поэтому после его подъема (и соответствующего опускания в астеносферу холодного пиролита) не произойдет полного исчезновения слоя частичного плавления на глубинах 280-480 км, хотя здесь превышение T над солидусом незначительно. Выше будет существовать отдельный астеносферный слой на глубинах 100-240 км.

Формирование третьего КТД полностью уничтожает нижнюю астеносферу. Верхнюю часть этот процесс увеличивает, она занимает интервал глубин 60-230 км. Не исключено, что при формировании третьего КТД может в какой-то ослабленной форме повториться процесс латерального перемещения вещества. Расчет показывает, что в зоне, примыкающей к геосинклинальному региону, к этому времени можно ожидать восстановления незначительной степени плавления на глубинах ранее существовавшей здесь астеносферы. Конкретная ситуация определяется размером первичного резервуара частично расплавленных пород и тепловым режимом районов вне этой области. В любом случае от второго латерального перемещения вещества трудно ожидать радикального изменения тепловой модели геосинклинали.

После образования третьего КТД тепловая история центральной части Карпато-Динаридской геосинклинали, возможно, отражает индивидуальные черты процесса в этом регионе. Прогрев нижней (базитовой) части коры влиянием третьего КТД доводит ее до температуры быстрой эклогитизации - $600-900^{\circ}$ С. Образовавшиеся плотные породы опускаются в астеносферу, на их место поступает ее вещество, мощность коры сокращается на 10-15 км, астеносфера располагается на 50-200 км. Сходный процесс происходит и при последующем развитии активизации: вторжение мантийных выплавов в кору, занимая около четверти объема ее консолидированной части, ведет к преобразованию основной составляющей.

При расчете тепловой модели тектоносферы геосинклинали кроме очевидных источников тепла, возникающих при перечисленных перемещениях вещества, учитывались и другие: экзо- и эндотермические эффекты полиморфных преобразований минералов пиролита и базитовой части коры, теплота кристаллизации. Последняя преобладала над теплотой плавления, так как объем расплава в конце процесса много меньше, чем в начале.

Современное распределение температуры в тектоносфере центральной части широкой альпийской геосинклинали представлено на рис. 22. Очевидно, что оно хорошо

соответствует всем “реперным температурам“: среднее отклонение составляет всего 15°C , максимальное - около 60°C . Разумеется, параметры верхних источников тепла подобраны таким образом, что расчетный тепловой поток соответствует наблюдаемому у поверхности.

Описанный ход глубинного процесса позволяет восстановить на уровне оценок отвечающие ему геологические события и сравнить их с известными. В период формирования первого КТД конвекция в астеносфере под геосинклиналью приводит к резкому понижению T у ее подошвы, что обуславливает переход в более плотную фазу пиролита слоя пород мощностью около 20 км, соответственно вышележащий коро-мантийный блок опустится примерно на 2 км. Этот эффект будет усилен выносом мантийных расплавов в кору вплоть до излияний, некоторым ростом давления, вызванным накоплением осадков,

усиливающим полиморфный переход. Суммарное опускание подошвы области геосинклинального осадконакопления можно оценить в 0,5-1 км. Ситуация повторится при формировании второго КТД, общее опускание составит около 5-6 км. Формирование третьего КТД не приведет к аналогичным последствиям, так как мощность астеносферы сокращается и конвекция в ней не создает дополнительного понижения температуры у кровли зоны уплотненного пиролита.

Процесс опускания коро-мантийного блока при подъеме первого КТД может быть резко ослаблен при повышении T у кровли полиморфного перехода из-за поступления в этот интервал глубин переместившегося по латерали горячего материала. Тогда первому КТД отвечает “лептогеосинклинальный” период развития, наблюдаемый и в Карпато-Динаридском регионе. Начало геосинклинального процесса в таком случае необходимо сместить на 30-40 млн. лет назад.

Существует и составная часть процесса, вызывающая поднятие поверхности геосинклинали. Последнее связано с изменением температуры вещества тектоносферы и перемещением по вертикали зоны частичного плавления. Дело в том, что коэффициент температурного расширения пород верхней тектоносферы (примерно до 200 км) заметно больше, чем нижней. Различие составляет около $(1-2) \cdot 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$. В этом же направлении влияет на ситуацию и различие в плотности расплава. Поэтому, несмотря на очевидный результат тепломассопереноса - охлаждение тектоносферы, повышение T в верхней части при понижении в нижней может привести к увеличению ее объема.

При образовании первого КТД сокращения T под геосинклиналью не происходит, поэтому поднятие поверхности довольно заметно: от 0,5-1 км в центральной части до 0-0,5 км на периферии. Влияние второго КТД несколько меньше - 0-0,5 км в центре и на периферии, третьего - 1-1,5 км в центре и 0,5-1 км на периферии. Однако в центре “геосинклинального овала” тепловое действие третьего КТД совпадает с гораздо более мощным процессом, сопровождающимся опусканием (см. ниже).

Совместное влияние всех событий, сопровождающих формирование двух первых КТД, приводит к накоплению толщи флиша мощностью 4,5-5 км. Средние мощности этого комплекса в Карпато-Динаридской геосинклинальной системе близки к вычисленным. Флиш и продукты инициального магматизма раннемелового возраста распространены сравнительно мало, т.е. на преобладающей части территории процесс погружения начался примерно 80-90 млн. лет тому назад (а до этого, возможно, существовала лептогеосинклиналь).

Однако колебания мощности флиша очень значительны и закономерны. В Восточных Карпатах и Динаридах мощность комплекса больше, в некоторых районах (например, в Кросненской зоне Восточных Карпат) она достигает 10-15 км. В Западных Карпатах и Дебреценской зоне (внутри Паннонии) близка к средней. На большей части срединного

Паннонского массива (вне Дебреценской зоны) флиш отсутствует. Лишь на отдельных участках можно допустить его уничтожение эрозией, в большинстве районов его скорее всего не было [55 и др.]. Можно предложить такое объяснение наблюдаемого распределения мощностей флиша. При формировании первого КТД территория форланда вокруг “геосинклинального овала” лишилась астеносферы. Последующее опускание геосинклинального блока привело к сносу осадков с форланда, они накапливались прежде всего на окраинах “овала”. Их давление привело к оттоку вещества астеносферы к центру, где происходил подъем, компенсирующий общее опускание блока, и не накапливались осадки. Таким образом возникли довольно мощные флишевые толщи экстернид Карпат и Динарид. При больших размерах срединного массива в нем за счет неравномерного перемещения частей могли появиться “отстающие” фрагменты, в которых накапливались осадки за счет размыва других частей срединного массива. Здесь, вероятно, мог срабатывать тот же механизм перетекания вещества астеносферы, усиливающий седиментацию. Возникла зона (Дебреценская), отличная от типичных интернид.

Описанная процедура объясняет, возможно, часть утолщения коры под складчатыми зонами с наиболее мощными флишевыми толщами. Целиком утолщение этим явлением объяснить нельзя из-за несоответствия мощностей и нетипичного состава низов коры (коро-мантийной смеси), отражаемого уровнем скоростей сейсмических волн.

При подъеме непосредственно под кору третьего КТД температура в ее нижней части быстро приближается к солидусу и нижнекоровые породы могут частично включаться в движение вещества мантии, формирующее опускающийся астенолит (т.е. направленное к периферии региона). Кора в центральных районах “геосинклинального овала” несколько сократится, а на периферии увеличит мощность. Естественно ожидать включения в ее состав фрагментов мантийного вещества, образования “смеси”. Утолщение коры экстернид обусловит их поднятие. Оно начнется, конечно, с ближайших к центру частей флишевых трогов, обеспечивая условия сползания осадочной толщи к периферии геосинклинали, смятия и шарьирования с внешней вергентностью.

Прогрев коры третьим КТД приводит к подплавлению ее средней части, образованию кислой магмы, финальному магматизму, примерно синхронному складчатости. В этот же период утонение коры срединного массива, описанное выше, приводит к опусканию ее поверхности на несколько (до четырех) километров, возникновению тыльного прогиба.

Область мантии над первичным резервуаром частично расплавленного вещества вне собственно геосинклинали, откуда происходит латеральный массоперенос на начальном этапе процесса, сокращается в объеме. Это обуславливает синхронное с геосинклинальным опускание поверхности умеренной (до 1 км) амплитуды в пределах довольно значительной территории форланда.

Холодные астенолиты, отвечающие второму и третьему КТД, опускаются уже в пределах геосинклинали, не приводя к охлаждению недр форланда. Но со временем отрицательная аномалия T у кровли зоны уплотненного пиролита распространяется на ближайшие окрестности геосинклинального региона. На завершающей стадии процесса среднее охлаждение в полосе шириной 50 км составит около 50°C , что достаточно для образования передового прогиба глубиной около 1 км.

Приведенная схема горизонтальных перемещений выглядит слишком жесткой. Маловероятно, что при образовании первого КТД на большой территории центральной части региона, содержащего в недрах резервуар частично расплавленных пород мантии на глубинах 220–480 км, происходит одинаково полная замена вещества ушедших вверх астенолитов веществом, принесенным из-под будущего форланда. Под последним также может не происходить полной “чистки” астеносферы. Более естественным кажется

образование после подъема первого КТД различий T на астеносферных глубинах в разных частях “геосинклинального овала”, которые накладываются на первичные неоднородности прогрева недр. Естественно допустить более высокие T в центральной области, а в зоне контакта с будущим форландом - пониженные. Такая дифференциация может привести к более раннему образованию второго и третьего КТД в центральной области “геосинклинального овала”, здесь раньше возникает флиш, а затем и происходит складчатость. Более интенсивными будут магматизм и метаморфизм пород осадочного слоя и фундамента. С некоторым отставанием и менее интенсивно пройдут эти процессы в периферической части региона. Такое развитие событий неплохо соответствует картине, часто наблюдаемой в широких геосинклиналях (в том числе - в Карпатах) и детально описанной Ж.Обуэном на материалах Эллинид и других молодых складчатых зон.

Последующую эволюцию тепловой модели тектоносферы геосинклинали можно в основных чертах охарактеризовать как процесс сглаживания температурных аномалий вплоть до восстановления астеносферного слоя значительной мощности в нижней части верхней мантии, т.е. возвращении к начальным условиям. Этот период (вернее - его часть) рассмотрим на примерах герцинской и киммерийской геосинклиналей Донбасса и Крыма, в которых складчатость произошла около 250 и 150 млн. лет назад, а около 200 и 100 млн. лет назад имела место постгеосинклинальная активизация.

Сравнение температур, полученных моделированием адвективно-полиморфного процесса и вычисленных по скоростному разрезу, иллюстрирует рис. 22. Видно, что расхождение между ними (в среднем - 40°C) соответствует точности расчета по сейсмологическим данным: расхождения между вариантами имеют ту же величину. В недрах Донбасса практически завершилось восстановление резервуара частично расплавленного пиролита. Только степень плавления пока незначительна - около 1%. Наиболее вероятно плавление на периферии региона, где температуры на глубинах 250-450 км выше. Возможно образование новых КТД, повторение киммерийской активизации. Признаки современной активизации - положительные аномалии теплового потока и поднятия - в Донбассе установлены.

В Крыму современная активизация может использовать частично расплавленный материал слабой реликтовой астеносферы, отсутствующей в районах меловой активизации [10]. Глубже 150-160 км температура солидуса не достигается, но отличие незначительно - всего $20\text{-}30^{\circ}\text{C}$, поэтому не исключено существование здесь отдельных линз расплава.

Регионами, в которых достигнуто полное развитие рифтового процесса на континентальной коре, можно считать отдельные участки рифтовых систем Африкано-Аравийской (АА) и Рейн-Ливийской (РЛ) [24,63 и др]. Не исключено, что они являются составными частями одной гигантской разветвленной рифтовой системы.

Рифтогенез и магматизм начались в АА и РЛ около 35-40 млн. лет назад (во многих частях - позже, но мы будем рассматривать фрагменты, развивавшиеся максимально долго). В пределах этого периода можно выделить три этапа активизации, начала которых относятся к 40, 25 и 5-10 млн. лет назад. Есть и проявления новейшего вулканизма, начавшегося примерно 1 млн. лет назад и продолжающегося до сих пор (АА) или завершившегося около 5-10 тыс. лет тому назад (РЛ). Приведенные датировки довольно условны, но их изменение в реальных пределах не сказывается на результатах расчетов.

Моделирование выполнено для двух близких по кайнозойской геологической истории регионов: Центрального французского массива (ЦФМ) в РЛ и Кенийско-Танзанийской части (КТ) восточной ветви АА. Выбор обусловлен обилием геолого-геофизической информации, которую можно использовать для построения температурных реперов [5,24,63,100,102,103,105 и др.]. Для расчета глубинных температур скоростные разрезы этих

активных регионов сопоставлялись с разрезами платформ - Восточно-Европейской и Африканской [24,100-103,105 и др.].

Температуры сопоставлены с начальным распределением T и солидусом мантийных пород. Отметим, что авторы исследований [101,103] указывают на признаки плавления пород мантии без воды и ориентируются на “сухой” солидус.

В набор температурных реперов включены и T , установленные по геотермометрам [101-103]. В результате удалось достаточно полно описать распределение T от раздела M до 400 км в регионе с полным развитием активных процессов рифтогенеза. Об их завершенности свидетельствует, в частности, полная ликвидация астеносферы [25], существовавшей до начала процесса, и вынос в верхнюю тектоносферу максимально возможного количества перегретого вещества.

Зона инверсии T на глубинах 200-300 км говорит об отсутствии конвекции, охватывающей всю астеносферу при формировании КТД и о возникновении первого из них в верхней части астеносферы. Очевидно, что затем в процесс вовлекаются более глубокие ярусы астеносферы, а второй и третий КТД поступают на большие глубины, чем первый.

Подбор хода адвекционного процесса дал следующие результаты.

1. Первый КТД поступает на глубину от раздела M до примерно 90 км из интервала глубин 220-340 км. В результате через 15 млн. лет прогрев коры обеспечивает появление слоя частичного плавления в ее центральной части (T на 25 км - 600-650°C). Появляется астеносфера в верхах мантии (45-100 км), сокращается ранее существовавшая астеносфера, ее кровля опускается от 220 км до 350 км.

2. Второй КТД формируется в верхней части остаточной астеносферы на глубинах 350-400 км и поступает на глубины 100-160 км. Через 15 млн. лет (перед поднятием третьего КТД) температура в коре становится ниже существовавшей на предыдущем этапе (на 25 км - 600°C), “верхняя астеносфера” располагается на глубинах 60-170 км, “нижняя астеносфера” - 420-480 км. Таким образом, сохраняется еще некоторая возможность теплопереноса из нижнего резервуара частично расплавленных пород мантии.

Отметим, что до этого момента охлаждение нижней тектоносферы не привело к переходу части пород в более плотную фацию. С другой стороны, прогрев нижней части коры уже мог обусловить преобразование основных пород в эклогиты, способствовать уплотнению и отрыву от коры тяжелых блоков. Реальность этих событий зависит от наличия в коре основного материала в амфиболитовой и гранулитовой фациях (в принципе, предшествующая геологическая история могла уже привести к возникновению в коре эклогитов) и темпа процесса. Представляется весьма вероятным, что за 40 млн. лет все породы нижней коры, пригодные для полиморфного преобразования, пройдут через него [18].

Из интервала глубин 420-480 км третий КТД поступает в интервал 160-220 км. Внизу охлаждается зона полиморфного перехода оливин - шпинель. В более плотную фацию может перейти слой пиролита мощностью до 40 км. Вверху выросшая по мощности астеносфера продуцирует локальную адвекцию: часть ее вещества переносится под кору и в кору, последнее событие происходит 1-2 млн. лет назад. Возвратное поступление холодного вещества несколько сокращает объем верхней астеносферы, она ограничивается глубинами 70-210 км. В коре вновь появляется слой частичного плавления. Тепловой поток через поверхность в завершающий период достигает максимума - более 100 мВт/м². Естественно, имеется в виду среднее значение в регионе, а не ТП в отдельных аномалиях над интрузиями, где он выше.

Форма расчетной кривой распределения T , отражающей описанный процесс, очень близка к намеченной температурными реперами. Практически совпадают расчетные и

Исходные геолого-геофизические данные

прогнозные величины T в интервале глубин 0-200 км. Расхождения между ними не больше, чем между реперными T , установленными для одной глубины. Но на глубинах 200-400 км расхождение велико и сохраняет знак: расчетные T примерно на 100-150⁰С меньше реперных. Лучшее согласование возможно, если допустить горизонтальный тепломассоперенос. Он был принят в таком виде. При образовании каждого КТД на его место в астеносфере поступает из соседних объемов мантии около 1/3 всплывшего вверх вещества. Т.е. при ширине зоны адвекции 200 км в процесс вовлечены еще 60-70 км. При этих условиях достигается практически полное совпадение тепловой модели с температурными реперами (рис. 22). Среднее расхождение составляет около 40⁰ С, что меньше погрешности определения T по сейсмическим скоростям [101].

Дальнейшая эволюция тепловой модели, сводящаяся к восстановлению начального распределения T , оказывается длительной. Через 100 млн. лет астеносфера располагается на глубинах 120-220 км, через 200

млн. лет “субастеносферные” условия (т.е. T практически совпадает с солидусом) имеются на глубинах 200-260 км, через 300 млн. лет - на 240-320 км. Через 400-500 млн. лет астеносфера охватывает весь начальный интервал глубин, но степень частичного плавления (и, соответственно, превышение T над солидусом) много меньше, чем перед процессом. Таким образом, в фанерозое невозможно повторение полномасштабного процесса на том же месте без существенного латерального тепломассопереноса, который может осуществляться не только поперек простирающейся зоны, но и вдоль нее. В тектоносфере ЦФМ данными сейсмической томографии доказана сопоставимость продольных и поперечных размеров области активизации, выделенной таким образом из протяженной зоны рифтогенеза РЛ [101]. Сходная информация получена и для рассмотренного фрагмента КТ в районе экватора [103]. С другой стороны, возможность ограниченной адвекции с образованием одного КТД сохраняется в течение всего рассмотренного времени: всегда есть астеносфера мощностью более 50 км.

Рассмотрим тектонические последствия описанного процесса.

При перемещении двух первых КТД температурные аномалии не затрагивают зону перехода оливин - шпинель. Эффект перераспределения температуры из-за различий в коэффициенте температурного расширения пород разных глубин [101 и др.] будет представлен поднятием с амплитудой 1-1,5 км на первой стадии и дополнительным поднятием 0,5 км - на второй. Образовавшийся свод растрескивается, давая выход магме. Вначале - основной из подкорковых очагов, через несколько млн. лет начинается и кислый коровый магматизм.

Уже на первых стадиях начинается полиморфное преобразование основных пород коры, но основные события происходят здесь, вероятно, позже, поэтому условно отнесем их к третьей стадии.

На периферии активизированного региона (за пределами зоны основного вертикального тепломассопереноса) в зоне латерального оттока вещества тектоносферы тепловой эффект имеет другой знак: суммарное влияние T ведет к опусканию поверхности на 0-0,5 км. Опускания вполне вероятны и в пределах свода при проседании блоков между разломами, под которыми магматический очаг сокращается в объеме при излияниях лав. Их количество над центральным опущенным блоком КТ на первом и втором этапах достигает в максимуме 2-4 км. Однако дно образовавшегося трога располагается в среднем выше уровня поверхности, существовавшего до начала процесса.

При формировании третьего КТД эффект полиморфного перехода оливин - шпинель (если он произойдет полностью) явно преобладает над тепловым: опускание может достичь 3,5 км, а подъем - 0,5 км. К этому добавится влияние перестройки коры.

Некоторая часть подплавленной нижней коры (здесь Т в период действия третьего КТД приближается к солидусу основных пород гранулитовой фации метаморфизма - 1050⁰С) переместится по ходу адвективного течения, утолщая кору на периферии и утоняя ее в центре региона, что приведет к дополнительному опусканию величиной около 0,5 км. Отметим, кстати, что утолщение коры на периферии рифтового трога фиксируется всеми сейсмическими исследованиями необходимой детальности и достоверности [29,103 и др.]. Этот элемент рельефа раздела М однозначно указывает на то, что рифт - не результат растяжения литосферы большими конвективными ячейками в астеносфере или движениями плит под влиянием субдукции на их отдаленных краях. С точки зрения адвекционно-полиморфной гипотезы утолщения коры отражают небольшое расстояние, на которое горизонтально переносится мантийное вещество между восходящими и нисходящими астенолитами в процессе действия КТД после подплавления низов коры. Преобразование основных коровых пород в эклогиты происходит выше при Т 600-900⁰С. Полностью преобразованные породы низов земной коры погрузятся в астеносферу (и глубже), так как станут много плотнее ее вещества. Частично преобразованные породы (с меньшим начальным содержанием основной составляющей) останутся в коре. Общее погружение в связи с этой процедурой составит 1-1,5 км. Таким образом, в центральной части ранее возникшего свода опускание на третьей стадии может достичь 3,5-4 км. Вместе с упомянутым выше влиянием магматизма опускание ниже начального уровня поверхности может составить 3 км. В пределах центрального трога оно будет усилено, так как здесь накапливались лавы и осадки уже на первой и второй стадиях и вероятен отток вещества астеносферы к периферии региона. Опускание здесь может возрасти в несколько раз, а в остальной части региона отсутствовать.

Приведенные оценки не учитывают некоторых важных факторов, которые сложно включить даже в сделанные одномерные расчеты. Однако они способны повлиять на перемещения поверхности. Упомянем два из них.

1. Полиморфные преобразования пиролита не мгновенны. Напротив, их длительность может быть вполне сопоставима с продолжительностью всего процесса и больше последней стадии (5-10 млн. лет) [18]. Поэтому опускание поверхности, отвечающее переходу оливин - шпинель, может произойти в рассматриваемых рифтах в будущем.

2. Полиморфное преобразование коровых основных пород в эклогиты, вероятно, успевают произойти по ходу процесса. Оно начинается уже при поднятии первого КТД под кору, т.е. идет около 40 млн. лет. Преобразование происходит в присутствии флюидов, о чем говорит интенсивный магматизм (флюиды выносятся с лавами) и появление на поверхности мантийного гелия (см. ниже). Однако опускание, отвечающее преобразованию, может быть компенсировано обратным переходом от нагревания эклогитов по пути через астеносферу. Кроме того, плавление в коре и мантии приводит к увеличению объема, которое сопоставимо с уменьшением при эклогитизации.

Приведенный перечень геологических последствий адвекции в целом соответствует наблюдаемым в приповерхностной зоне РЛ и АА. Но в других регионах встречаются и сочетания иных явлений. Тем не менее даже беглый анализ вариантов предлагаемой схемы глубинных процессов позволяет утверждать, что они могут быть получены без ее принципиального изменения. Действительно, ограничение процесса формированием только первого или первого и второго КТД приведет к орогенезу с магматизмом и образованию небольших предгорных прогибов. При наличии в коре предварительно возникших эклогитов соответствующая степень прогрева усилит поднятие, доведя его в центральных частях региона до образования высокогорного рельефа. Напротив, формирование третьего КТД (он не должен быть обязательно третьим по порядку: важно его поднятие из нижней части

первичной астеносферы) может привести к опусканию поверхности через десятки млн. лет после начала процесса. Опускание может быть усилено близостью областей сноса и большим размером первичного резервуара частично расплавленных пород, а также большей, чем обычно, основностью коры и пребыванием ее базитового вещества в амфиболитовой и гранулитовой фациях метаморфизма. В результате нагружения осадками и оттока материала астеносферы в стороны от впадины ее глубина превысит обычную. Это приведет к попаданию в область эклогитизации большего количества коровых базитов. Вместе с “пропиткой” оставшейся части консолидированной коры инъекциями основной магмы описанный процесс приведет к формированию глубокой впадины с мощностью осадков 10-15 км и тонкой (до 10 км) консолидированной корой с параметрами переходного или “базальтового” слоев.

Примерами первого варианта развития можно считать орогены Тянь-Шаня, большей части Памира, Крыма, части Большого Кавказа, второго - внутренние моря (точнее - глубокие впадины в их пределах) - Черное, Каспийское и др..

Вполне реальными представляются промежуточные схемы процесса, при которых не будет существенного изменения уровня поверхности. Причины реализации в природе того или иного сценария активизации еще предстоит изучить. Возможно, часть из них связана с относительным распределением радиоактивных источников тепла в коре и мантии. Во всяком случае, при почти полном перемещении эклогитизированных основных пород коры в мантию в ней должно расти тепловыделение, что не может не сказаться на характере последующих событий, которые в пределе должны приближаться к происходящим в океанической тектоносфере.

Многообразие вариантов глубинного процесса делает нетривиальной задачу анализа геолого-геофизических данных в древних рифтах. Для использования результатов в одном ряду с рассмотренными выше необходимо выбрать регион, где активная фаза была подобной. На эту роль подходит Днепровско-Донецкая впадина. Ее пострифтовая история представляет собой формирование синеклизы, по ширине превышающей рифтовый трог, глубина которой достигает 1,5-3 км. Она возникла в период от позднего карбона до настоящего времени, т.е. в течение примерно 330 млн. лет. В это время происходило (в том числе и с участием теплопереноса в период активизации - около 180 млн. лет назад) остывание верхней тектоносферы, нагрев нижней, переход пиролита в менее плотную фацию на глубине около 450 км. Суммарный эффект этих событий - опускание на 0,5-1 км. И в этом случае возможен переток вещества астеносферы, усиливающий погружение в центре региона. Он должен быть заметным в период существования остаточной астеносферы (на глубинах 160-220 км), которая была уничтожена активизацией. Действительно, в позднем карбоне, перми и триасе возникли максимальные мощности осадков в центральной части региона.

Современная тепловая модель, отвечающая описанному процессу, сопоставлена на рис. 22 с температурами, определенными по V_s в районе ДДВ [105] в интервале глубин 80-400 км. Согласование можно считать практически полным: среднее расхождение составляет 30°C, что меньше погрешности расчета T по V_s . Отметим, что в интервале глубин 250-450 км расчетные T ниже солидуса всего на 20-40°C. Здесь возможны отдельные слои частичного плавления, т.е. есть условия для возобновления активизации. Таким образом, тепловые модели, построенные для современного и древнего рифта для случая полного развития глубинного процесса по адвекционно-полиморфной схеме, полностью соответствуют независимо установленным температурным реперам, описывающим распределение T практически по всей мощности тектоносферы.

Такое же согласование достигнуто и в зонах современной активизации, где обычно проделывалась обратная процедура: по распределению T на глубинах 50-100 км рассчитывались скорости, которые сопоставлялись с наблюдаемыми [28].

Опыт анализа геолого-геофизических данных о зонах современной активизации Украины дает основание предположить [25,28 и др.], что существуют заметно различные тепловые модели их недр. Это может быть связано с несколько различными возрастами и глубинами верхних (коровых) этажей процесса при практически одинаковых нижних.

Приведенная в главе информация представляется хорошей основой для решения поставленных региональных задач. Сведения, необходимые для анализа локальных возмущений гравитационного поля прикладной направленности, приводятся по мере необходимости ниже, в главах 4 и 5.

Глава 3. Гравитационные модели тектоносферы Украины

Приведенные в предыдущих разделах методики расчета плотности по скоростному разрезу коры с учетом глубинных температур и особенностей состава пород различных частей Украины, а также сведения о скоростных разрезах позволяют приступить к решению основной части поставленной в работе задачи: расчету гравитационного эффекта коры, сравнению его с использованием “нормы” с наблюдаемым полем, выделению мантийных аномалий и их интерпретации.

Естественно, вначале необходимо иметь представление о самом гравитационном поле изучаемой территории. Оно схематически показано на рис. 23, где детальность изображения отвечает примерно масштабу 1 : 5 000 000. Изолинии проведены через 20 мГл. Максимальный перепад значений аномалии Буге на сухопутной части Украины имеет место между положительной аномалией Горного Крыма (более 100 мГл) и отрицательной - Предкарпатского прогиба и прилегающей части Складчатых Карпат (около 100 мГл). Известны еще два довольно интенсивных положительных возмущения поля - Черниговская и Голованевская аномалии (более 80 и более 60 мГл соответственно) и одно - отрицательное: аномалия Индоло-Кубанского прогиба (более 60 мГл). На подавляющей части территории Украины интенсивность аномалий обоих знаков редко выходит за пределы 40 мГл, т.е. поле изменяется относительно мало и в большинстве случаев очевидны сравнительно неглубоко расположенные объекты, являющиеся причинами аномалий. Поэтому при решении поставленной задачи во многих случаях играет роль не “рельеф” расчетного и наблюдаемого поля, а его общий уровень. Именно он есть предмет сравнения, при котором обнаруживается (или не обнаруживается) соответствие полю принятой плотностной структуры коры и отсутствие или наличие заметной мантийной гравитационной аномалии.

Для сравнения с расчетными гравитационными эффектами на профилях ГСЗ использовались, как правило, сглаженные значения наблюдаемого поля. Этот термин означает следующее. Кривая Δg , снятая непосредственно вдоль линии профиля с карты гравитационного поля масштаба 1 : 1000 000 - 1 : 200 000, сопоставлялась с распределением поля в соседних районах (в пределах полосы шириной 10-20 км). Таким образом выявлялись локальные аномалии, связанные с местными объектами небольшого размера и глубины. Если не была известна априорная информация об их параметрах, соответствующие аномалии сглаживались путем осреднения поля по направлению, перпендикулярному простиранию профиля ГСЗ. Естественно, таким приемом нельзя устранить эффекты локальных объектов, имеющих небольшую протяженность вдоль профиля и значительную - поперек. Они оставались в наблюдаемом поле. В значительной мере подобные осложнения представлены соляными валами в недрах ДДВ, вытянутыми вдоль впадины (и, следовательно, поперек профилей ГСЗ).

Расчеты корового гравитационного эффекта выполнялись для трехмерных моделей во всех случаях, когда для построения таковых имелась необходимая информация. Практически всегда трехмерной считалась поверхность раздела М и гравитирующие объекты, отражающие распространение слоя КМ. Вышележащие разделы коры заполнялись трехмерными модельными телами в случае резких (более 0,05 г/см³) отличий их плотности от плотности “вмещающих” пород в верхней части коры и менее значительных (более 0,02 г/см³) - в

нижней. При меньших различиях трехмерные тела применялись в случаях, когда их ограничения были очевидны при сравнениях плотностных разрезов на соседних профилях ГСЗ. В противном случае эти объекты принимались двумерными.

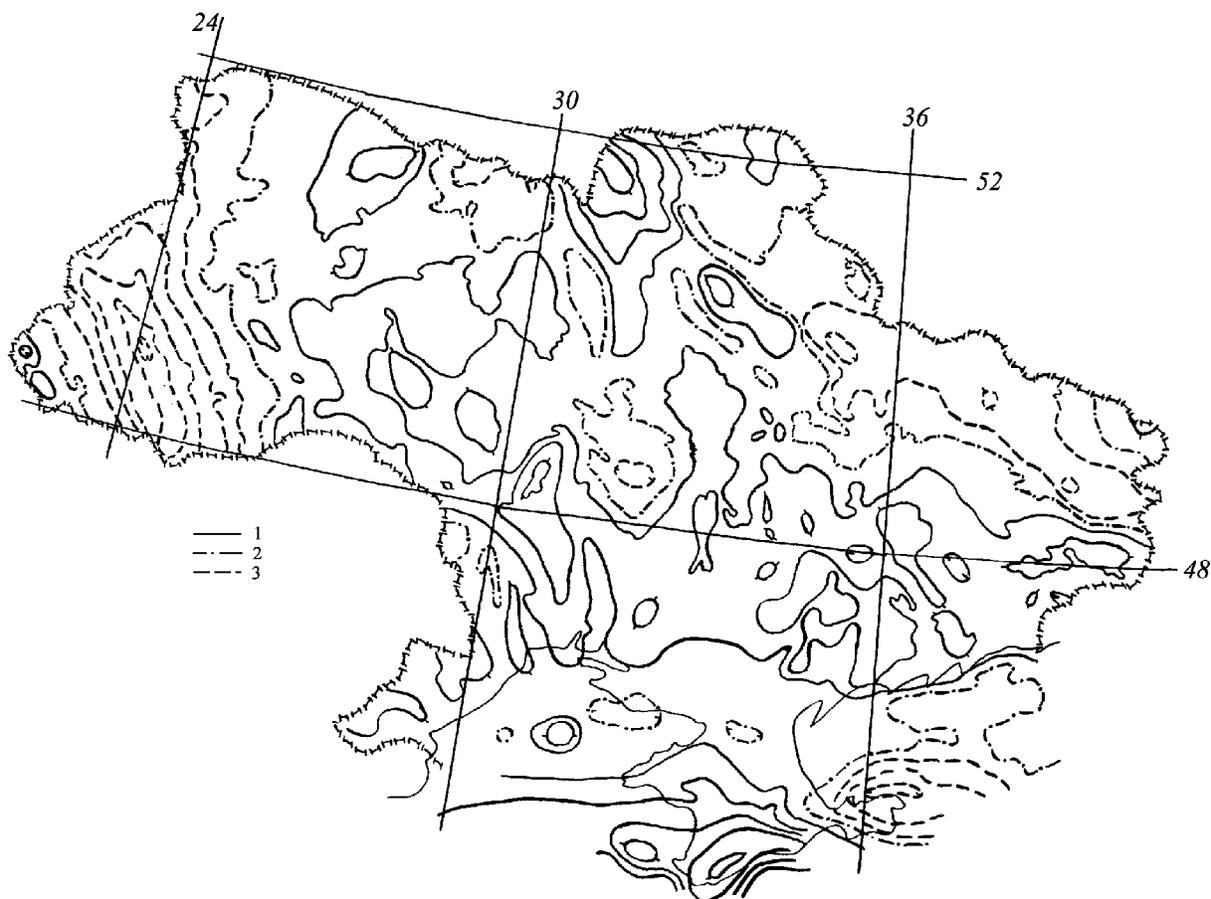


Рис. 23. Карта гравитационного поля территории Украины
Изолинии: 1 - положительные, 2 - нулевые, 3 - отрицательные.

Естественно, особой сложностью отличались модели в районах резкого изменения мощности земной коры. Например, в районе профиля ГСЗ 25 (в работе рассмотрен только его северный фрагмент, южная часть представлена в [25 и др.]) необходимым оказался учет коровых масс, находящихся южнее Черного моря (в геосинклинали Понтид с мощной корой), западнее профиля (в пределах Мизийской плиты и Балканид) и восточнее профиля (в зоне утолщенной коры Скифской плиты).

Проведем вначале рассмотрение коровых плотностных моделей для платформенных и испытавших фанерозойскую геосинклинальную активизацию регионов, что, возможно, позволит уловить особенности плотностной структуры, отвечающие различному ходу геологической истории в этих тектонических единицах Украины.

3.1. Гравитационные модели коры платформенных регионов.

На рис. 24 и 25 представлены плотностные модели коры вдоль профилей ГСЗ на Украинском щите, его склонах, Вольно-Подольской плите, в ДДВ и переходной зоне от ДДВ к Донбассу. В фанерозое на этой территории происходили только активизации

Гравитационные модели тектоносферы Украины

негеосинклинального типа. Отметим, что на профиле ГСЗ “Бридж” использован предварительный вариант разреза, который в будущем может быть пересмотрен.

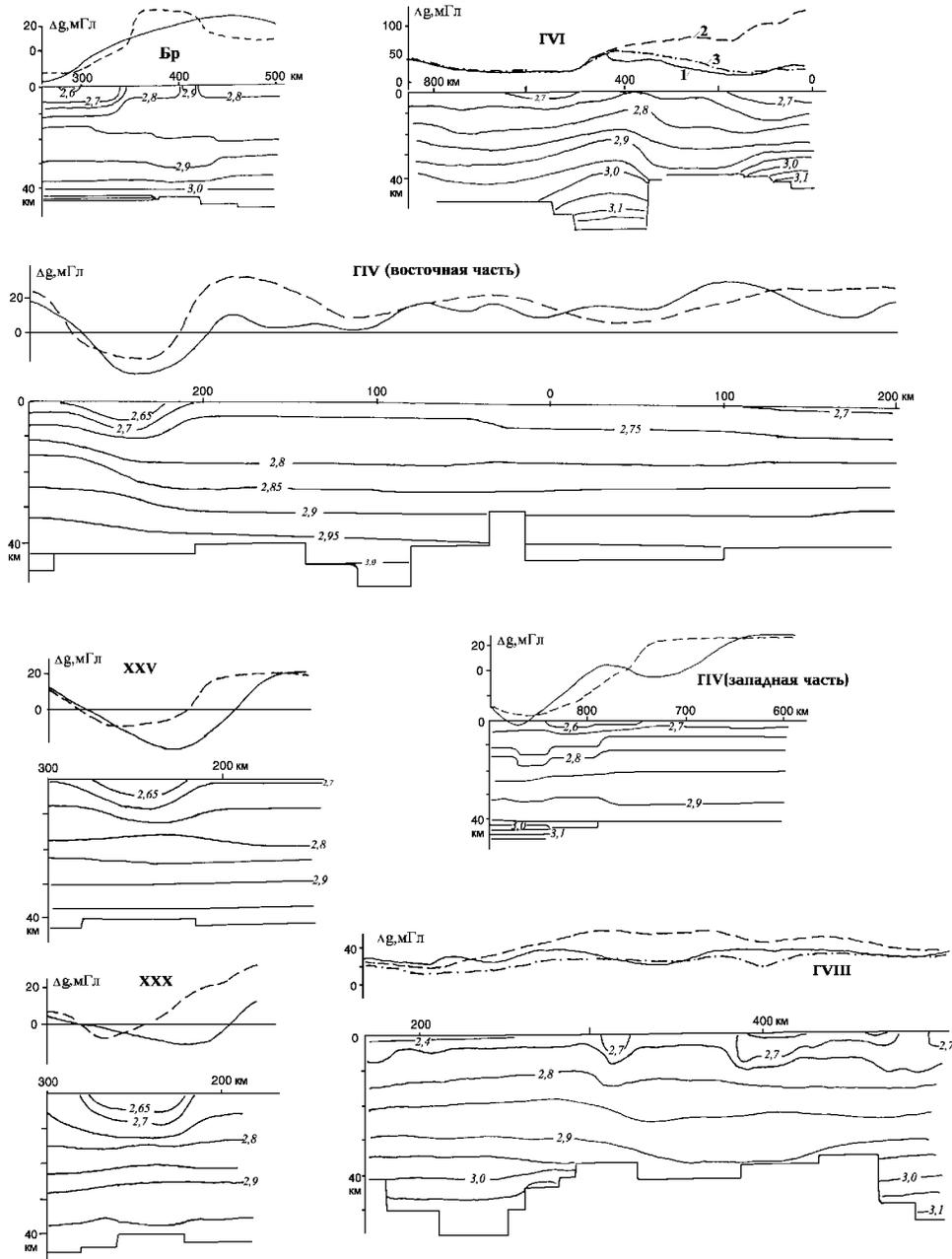


Рис. 24. Гравитационные модели коры вдоль профилей ГСЗ Бридж, XXV, XXX и геотраверсов IV, VI и VIII.

Изоденсы в коре - в г/см^3 . 1-3 - гравитационное поле: 1 - наблюдаемое, 2-3 - расчетное (2 - без учета аномальной плотности пород верхней мантии, 3 - с учетом аномальной плотности пород верхней мантии).

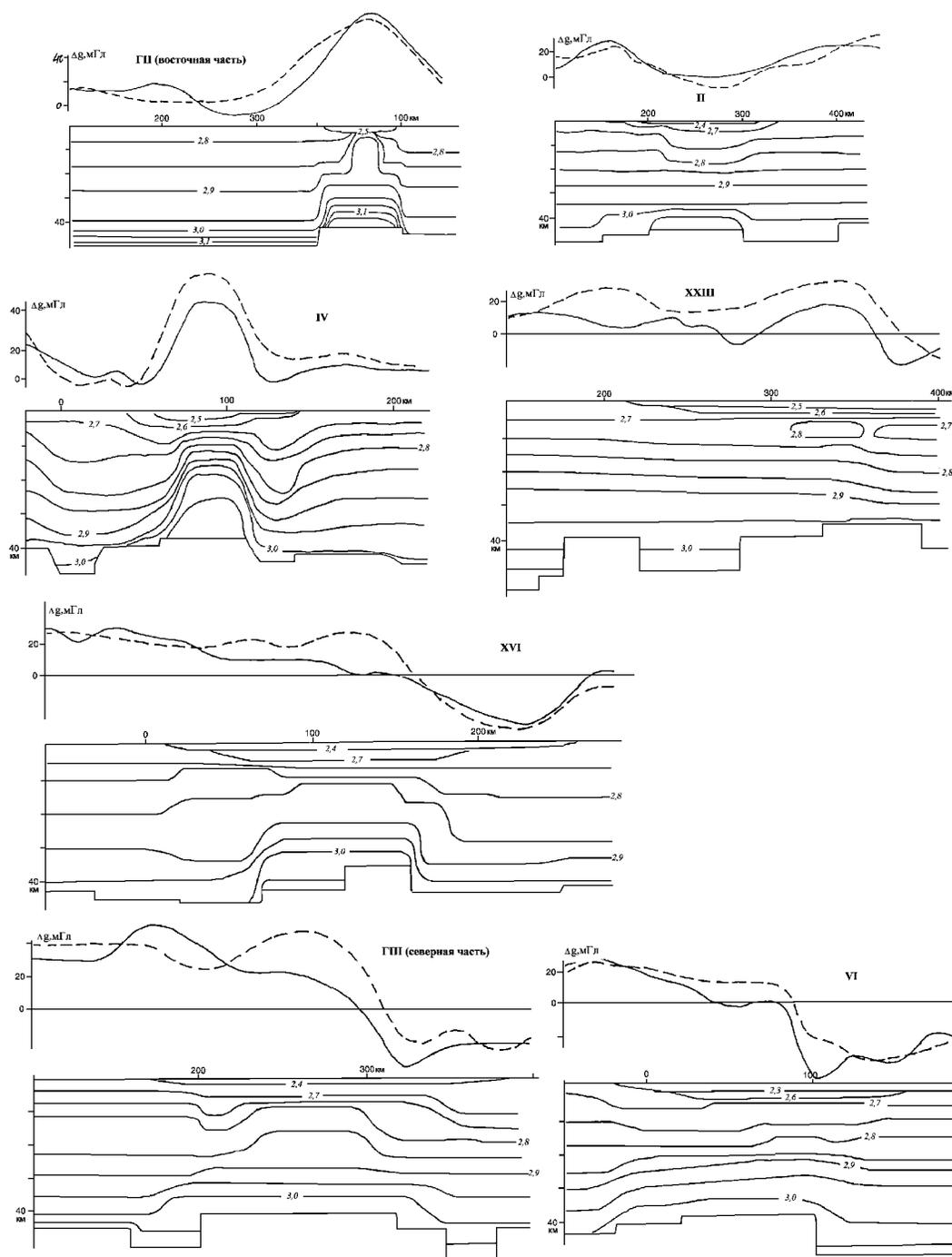


Рис. 25. Гравитационные модели коры вдоль восточной части геотраверса II, северной части геотраверса III и профилей ГСЗ II, IV, XXIII, XVI, VI. Условные обозначения - на рис. 24.

Плотностные разрезы коры платформенной части Украины демонстрируют довольно выдержанный характер распределения σ . Вне небольших (по мощности верхнего слоя) осадочных бассейнов и гранитоидных плутонов (Корсунь-Новомиргородского и Новоукраинского) плотностной разрез у поверхности Земли начинается с величин $\sigma = 2,7 \pm 0,05$ г/см³, отражая обычные колебания V_p у фундамента ($6 \pm 0,2$ км/с). С глубиной плотность увеличивается к 40 км до $2,97 \pm 0,05$ г/см³. Таким образом, средний вертикальный градиент плотности составляет около 0,007 г/см³км в полном соответствии с приведенным выше средним градиентом скорости. Можно сделать вывод, что в большинстве рассмотренных моделей коры роль поправок к основному виду связи скорости и плотности не сыграла заметной роли.

Однако, необходимо отметить, что колебания величины среднего вертикального градиента плотности по вертикали и горизонтали очень значительны, экстремальные величины достигают 0,003 и 0,012 г/см³км. Естественным представлялось бы постепенное сокращение градиента с глубиной, обусловленное относительно сокращающимся влиянием давления (которое меньше проявляется в изменении плотности пород более высоких степеней метаморфизма), но подобная картина встречается не часто (рис. 24, 25). Колебания величины градиента σ только отчасти могут быть обусловлены особенностями методики построения скоростных разрезов коры разными авторами. Опираясь на наиболее достоверные плотностные разрезы (построенные по детальным скоростным разрезам), можно выделить в изучаемой области районы с повышенными и пониженными величинами вертикального градиента в верхней и нижней частях коры. Природа этих отклонений от среднего распределения σ представляется весьма различной.

В зоне молодой активизации Украинского щита (восточная часть Кировоградского блока) и его южного склона уменьшение градиента во всей коре связано с нарастающим по глубине прогревом пород, который ведет к разуплотнению (см. части геотравверсов VI, VIII и др.). Непосредственно над разделом М здесь достигаются аномально низкие значения плотности - 2,90-2,92 г/см³.

В восточной и южной части щита и его склонов существенное сокращение градиента σ в верхних частях разрезов может быть обусловлено более интенсивной гранитизацией пород верхнего слоя, чем это характерно для других частей платформенной территории Украины. Естественным, что этот процесс проявился и в относительно низких средних плотностях пород “гранитного” слоя.

Понижения вертикального градиента плотности в средней и нижней частях коры чаще встречаются в северных и западных фрагментах щита, на Вольно-Подольской плите, что может быть обусловлено сравнительно небольшим изменением состава пород с глубиной, ростом плотности преимущественно в связи с увеличением степени метаморфизма. Такая кора представляется менее подвергавшейся переработке после произошедшей в раннем докембрии дифференциации на основные слои. В этом можно усмотреть объяснение большего содержания железа в ее породах (см. главу 1).

Приведенные соображения довольно гипотетичны и не охватывают всех обнаруженных изменений вертикального градиента плотности. Их специальное изучение не входит в задачу этой работы. Необходимо подчеркнуть другое свойство рассмотренных плотностных разрезов. Средние значения плотности в пределах анализируемой части коры довольно близки, наблюдается определенная “компенсация” зон с различными вертикальными градиентами σ за естественным исключением прогретых участков.

На этом фоне резко выделяются районы, содержащие в низах коры слой КМ. Здесь плотности (и, как правило, их вертикальные градиенты) много больше, чем в “нормальной” коре. Они могут быть связаны только с попаданием в этот раздел коры нехарактерных для

нее пород, прежде всего - ультраосновных и экологитов. Их относительное количество может (как это следует и из скоростной характеристики слоя) приближаться к 50-70%.

В ДДВ распределение плотности в коре заметно отличается от рассмотренного и по величинам на сопоставимых глубинах и по степени дифференцированности.

В осадочном слое впадины σ пород распределены (естественно, с учетом результатов прямых измерений - см. главу 1) в соответствии с представлениями об их геологической истории, следствием которой стала различная степень литогенеза или метаморфизма. Впадина испытала несколько этапов активизации, во время которых достигался максимальный прогрев отложившихся к тому моменту осадков.

Рифейский этап развития впадины [59 и др.] представлен мощным слоем вулканогенно-осадочных пород в юго-восточной части ДДВ. В настоящее время эти образования преобразованы в породы зеленосланцевой фации метаморфизма, по существу уже исключены из состава собственно осадочного слоя и обладают максимальной плотностью (средние значения $\sigma = 2,8 \pm 0,05$ г/см³).

Выше располагается комплекс пород герцинского рифтового этапа (девон, возможно - ранний карбон), который в настоящее время на большей части территории впадины находится на глубинах 5-10 км и только в пределах ее северо-западного фрагмента - ближе к поверхности. Степень прогрева этих образований в период рифтогенеза отвечала максимальному для территории ТП около 100 мВт/м² [25], т.е. литогенетические изменения в прошлом для неглубокого залегания слоя явно больше связанных с современной температурой, для глубокого - превышают обусловленные современными Т в нижней части слоя. Максимальная величина плотности этих пород составляет в различных частях региона 2,65-2,75 г/см³.

Для пород пострифтового комплекса прогрев в период киммерийской (возможно - и ларамийской) активизации был, скорее всего, незначительным. Судя по проявлениям современной активизации на глубинах залегания этого слоя осадков аномальные температуры могли быть увеличены только в местах действия гидротерм, образывавших "термальные купола". Это явление детально рассмотрено ниже (см. главу 4). Показано, что связанные с ним аномалии плотности и гравитационного поля находятся за пределами погрешностей проводимого здесь моделирования. Поэтому основное изменение плотности по вертикали обусловлено нагревом пород на разной глубине при величине ТП, резко не отличающейся от современной (около 45-50 мВт/м²). Соответственно формируются величины σ от 2,0-2,2 до 2,6 г/см³.

Конечно, при построении плотностных моделей осадочного слоя вдоль профилей ГСЗ использовались и скоростные модели, но качественных скоростных моделей в ДДВ немного, в большинстве случаев они представлены на уровне осадочного слоя отдельными фрагментами. Поэтому предпочтительным был признан описанный подход. На крайне неравномерное распределение плотностей пород в консолидированной коре ДДВ указывают уже сами по себе интенсивные гравитационные аномалии. Та же картина обнаруживается при сравнении скоростных разрезов и построенных по ним плотностных (рис. 25).

В формировании указанного разнообразия участвуют, по-видимому, два фактора: различия в плотностных моделях первичной коры, подвергшейся переработке при рифтогенезе, и неравномерность проявлений самого активного процесса (возможно, его отсутствия в пределах отдельных частей ДДВ на том или ином этапе).

За пределами герцинского трога ДДВ плотностные разрезы обнаруживают различия в средних значениях σ слоев коры и вертикальных градиентов плотности в целом близкие описанным выше на остальной платформенной территории Украины. В трогe распространены в основном повышенные плотности пород по сравнению с наблюдаемыми

вне него. В нижней части коры на некоторых пересечениях впадины достигается уровень значений σ , характерный для слоя КМ. Видно (рис. 25), что этот слой едва ли протягивается вдоль всей впадины, вполне вероятны перерывы. Например, на профиле ГСЗ XXIII плотность пород над разделом М не отличается от типичной для той же глубины под УЩ. На других профилях она несколько повышена, но не выходит за указанные выше пределы (т.е. не превышает $3,02 \text{ г/см}^3$) и здесь нельзя достоверно диагностировать наличие коро-мантийной смеси. Ее существование не вызывает сомнений в районах геотраверса II, профилей ГСЗ II и IV, она возможна в нижней части коры под профилем ГСЗ XVI.

Вполне можно предположить, что наблюдаемое увеличение плотности во всей консолидированной коре ДДВ вызвано внедрениями в нее и последующей кристаллизацией основных мантийных выплавов и привнесом в нижнюю часть коры определенного количества ультраосновных пород, которые едва ли были полностью расплавлены в момент внедрения. Не исключено, что часть плотностной аномалии в слое КМ связана с эколгитизацией основного материала низов коры.

Плотностные аномалии в консолидированной коре ДДВ (т.е. отличия плотности от имеющейся на той же глубине под соседними участками склонов Украинского щита и Воронежского массива) составляют на глубине 15 км - $0,04 \pm 0,04$, на 25 км - $0,05 \pm 0,05$ и 35 км - $0,08 \pm 0,05 \text{ г/см}^3$. Эти величины отвечают добавкам в описанную выше (см. главу 2) типичную кору типа I соответственно 20-30% основных пород в верхней части разреза и примерно 50% смеси основных и ультраосновных пород - в нижней части. При расчетах предполагалось, что внедрившиеся породы в каждом интервале глубин находятся на стадии метаморфизма, соответствующей характерной для него (см. главу 2). В общем можно констатировать, что выявленные аномалии состава хорошо согласуются с предполагаемыми адвекционно-полиморфной гипотезой для рассматриваемого типа активизации континентальной коры [25].

Указанные поступления мантийного материала в кору происходили крайне неравномерно по простиранию впадины, в северной части их интенсивность местами (геотраверс II и профиль ГСЗ IV) резко увеличивается или спадает почти до нуля (профили ГСЗ II и XXIII). В южной части впадины (геотраверс III, профили ГСЗ XVI, VI), плотностной эффект предполагаемого вторжения в кору дополнительного основного и ультраосновного материала кажется довольно сглаженным, что, возможно, связано с современной активизацией этой части структуры.

Неясна причина существенных понижений плотности в коре периферических частей ДДВ под профилем ГСЗ IV. Плотность здесь значительно ниже не только плотностей в центральной части впадины, но и на прилегающих частях склонов УЩ и Воронежского массива. В значительно меньшей степени и в меньшем интервале глубин это явление отмечено и под профилями ГСЗ II и XXIII. Можно высказать различные предположения о природе аномалии, но информация, необходимая для контроля подобных гипотез, пока отсутствует.

Необходимо отметить важную особенность гравитационных эффектов коры на части рассмотренной платформенной (включая ДДВ) территории (рис. 24 и 25). Здесь расчетное поле, полученное в предположении нормального распределения плотностей мантийных пород, заметно превышает наблюдаемое. Это - явное указание на разуплотнение в некотором интервале глубин ниже раздела М, которое отражает прохождение в Кировоградской зоне и части ДДВ современных активных мантийных процессов. Расхождения расчетных и наблюдаемых Δg достигают первых десятков миллигал. Подробнее вопрос будет проанализирован ниже.

3.2. Гравитационные модели коры Донбасса, Скифской плиты и Карпат.

Особенности распределения плотности в верхней части земной коры Донбасса (примерно до глубины 20 км) уже частично рассматривались выше (см. главу 1 и 2). Показано, что нижняя часть этого интервала глубин не может быть представлена собственно осадочными породами, а состоит из метапелитов (с заметным содержанием эффузивов), находится в условиях сильного нагрева и под влиянием восходящего потока флюидов. Только такой сложной конструкцией можно удовлетворительно объяснить наблюдаемое распределение V_p (в еще большей мере это относится к распределению удельного электрического сопротивления) на профилях ГСЗ X и XI.

В соответствии с таким подходом плотности пород рассматриваемого слоя оказываются очень высокими - на уровне 2,80-2,85 г/см³, т.е. в некоторых случаях превышают σ пород консолидированной коры на сопоставимых глубинах (рис. 26). В плотностном разрезе, построенном с использованием изоденс (часто сглаживающих реально заложенные в расчетную модель плотностные контрасты), это находит отражение в виде своеобразных зон инверсии плотности.

Вышележащий собственно осадочный слой на значительной части территории Донбасса практически до поверхности представлен литогенетически измененными породами паралической толщи карбона с плотностью не ниже 2,6-2,7 г/см³. В зонах “термальных куполов” над киммерийскими интрузиями (см. ниже) плотность повышена еще на несколько сотых долей г/см³. Лишь в северной части бассейна степень изменений сокращается и появляются более низкие значения σ на уровне 2,5 г/см³.

Менее плотные (пермские) породы верхней части герцинской толщи прогревались меньше из-за близости к поверхности непосредственно после формирования и все последующее время. Еще ниже плотности в образованиях постгерцинского мезозойского чехла, представленного в западной и северной частях Донбасса сравнительно маломощными толщами ($\sigma = 2,2-2,4$ г/см³).

В консолидированной коре Приазовского массива, примыкающего к Донбассу с юга, отмечается довольно контрастное распределение плотностей с существенным понижением значений σ в верхней части разреза, особенно под профилем ГСЗ X. Возможно, что понижение плотности (по крайней мере - отчасти) связаны с вовлечением этой части региона в современную активизацию, приведшую к понижению скорости продольных сейсмических волн в описанной выше толще метапелитов Донбасса. В целом плотностной разрез под профилем ГСЗ X оказывается довольно близким к обнаруженному под частью геотраверса VIII в месте пересечения им Кировоградской зоны современной активизации

Под профилем ГСЗ XI понижение σ в верхней части коры Приазовского массива не прослеживается на значительную глубину (рис. 26). В нижней части разрез характеризуется плотностями, обычными для коры типа I или даже более значительными (глубже 35 км).

Гравитационные модели тектоносферы Украины

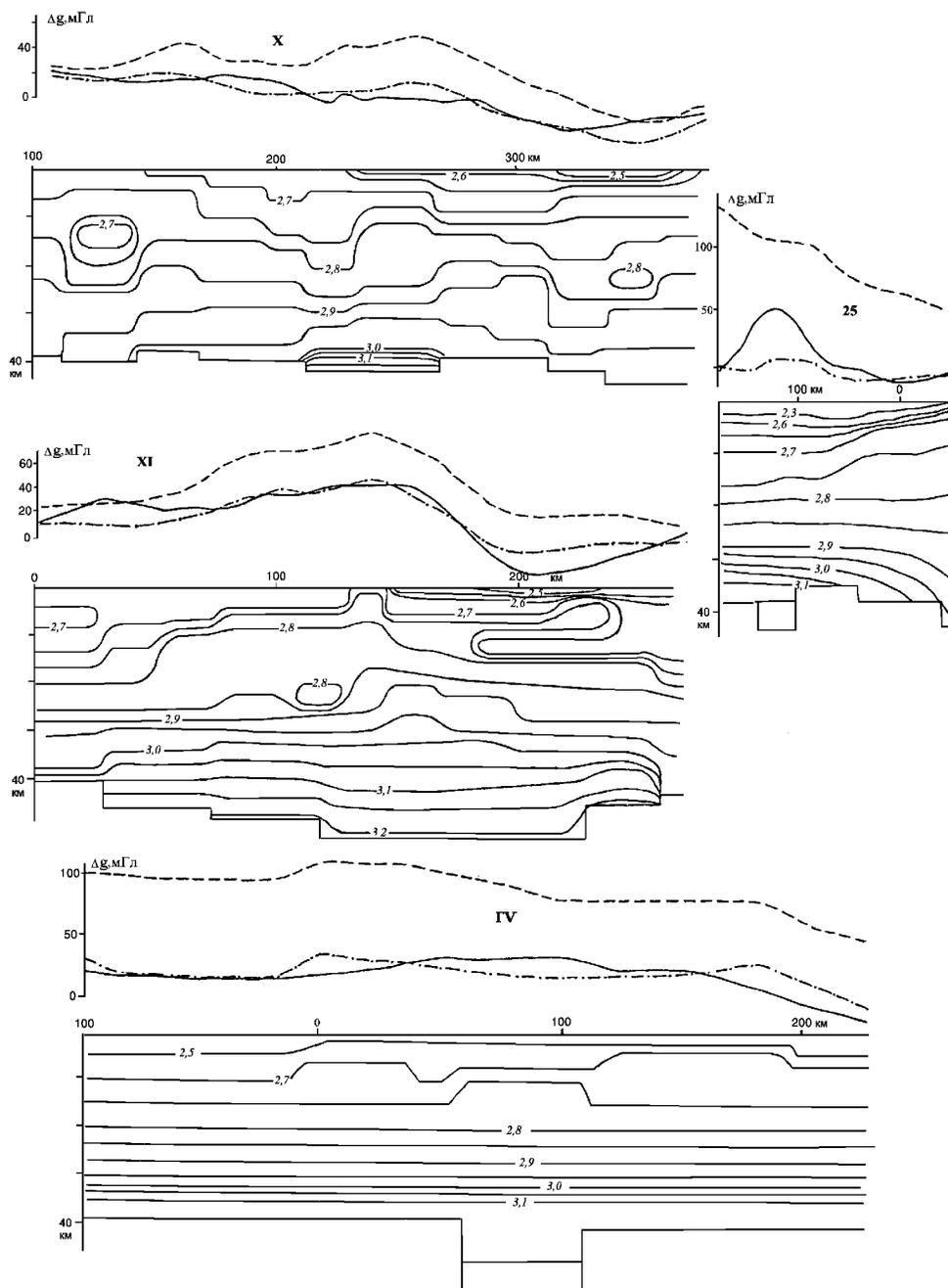


Рис. 26. Гравитационные модели коры вдоль профилей ГСЗ X, XI, 25 и геотраверса V. Условные обозначения см. на рис. 24.

В самом Донбассе в нижней части коры явно присутствует слой коро-мантийной смеси, где достигаются значения плотности до 3,15-3,20 г/см³. Это указывает на еще большее, чем в низах коры ДДВ, участие в формировании пород слоя мантийных образований. Если роль ультрабазитов и мантийных эклогитов здесь близка, общее количество включений

можно оценить в 60%. Возникновение такого образования - явное свидетельство активизации, оживления “коро-мантийных связей”.

Влияние мантийных внедрений на плотность пород консолидированной коры Донбасса наблюдается и выше по разрезу. Принятый способ изображения несколько сглаживает контрастность распределения значений σ , но и при его использовании представляется очевидным существование в коре локальных частично расплавленных зон и раскристаллизованных основных интрузий, особенно - под профилем ГСЗ XI. Не вызывает сомнений, что по крайней мере часть аномальных плотностных объектов в коре Донбасса не может быть объяснена его герцинской историей, а указывает на современную активизацию. Об этом же говорит и расхождение расчетного и наблюдаемого гравитационных полей (рис. 26), лишь отчасти связанное с реликтовым геосинклинальным перегревом пород верхней мантии под Донбассом (см. ниже).

Плотностные модели коры Скифской плиты построены в основном (кроме упоминавшегося выше профиля ГСЗ 25) вдоль профилей ГСЗ с весьма приблизительными скоростными разрезами (геотраверс V, южная часть геотраверсов VI и III, профиль ГСЗ IX - см. рис. 16,17, 24, 26, 27). Дополнительное осложнение, снижающее, очевидно, точность результатов расчетов, - резкое изменение мощности земной коры и ее слоев на небольшом расстоянии от профилей. Главное из них - почти двукратное утонение земной коры в Черном море, сопровождаемое утолщением осадочного слоя (с добавкой водного до 2 км мощностью) и утонением “гранитного”. Сильно увеличена по сравнению со средней для плиты и мощность осадков в Индоло-Кубанском прогибе.

Значительно снижает точность моделирования и необходимость введения в модель сложного трехмерного объекта, объясняющего интенсивную положительную гравитационную аномалию в южном Крыму и на северо-западном шельфе Черного моря. Для ее источника были использованы ранее полученные параметры [20], согласованные с различными геофизическими данными.

В целом плотностные модели Скифской плиты имеют немало общих черт с моделями Донбасса (но сильно отличаются от них по детальности). Они отражают распределение σ , типичное для коры типов II и IV, т.е. геосинклинальной, измененной в ходе активизации, и, возможно, несколько сократившей мощность.

В нижней части коры плиты фиксируется слой коро-мантийной смеси, где плотности достигают значения $3,15 \text{ г/см}^3$. Область распространения этого объекта в пределах плиты трудно установить по имеющимся данным: наличие или отсутствие его в большей части Степного Крыма (см. рис. 26 и 27) может заметно повлиять на расчетное поле, но использовать критерий его согласования с наблюдаемым в регионе невозможно, так как здесь развита интенсивная мантийная аномалия.

Особо следует выделить блок пород слоя КМ в составе утолщенной коры Горного Крыма. В его нижней части плотность достигает примерно $3,18 \text{ г/см}^3$ на глубине 50 км, что отвечает включению в состав пород слоя примерно 50% смеси эглогитов и ультрабазитов. В центральной части слоя (примерно на 40 км) количество включений должно сократиться до 20-25%. Кровля слоя располагается, вероятно, на глубине около 30 км, по крайней мере здесь плотность не превышает обычную для низов “базальтового” слоя (располагающегося, как правило, глубже). Совершенно уникальное по темпу поднятие Горного Крыма (1100 м за последние 5 млн. лет [66]) можно рассматривать как указание на появление в последний период его геологической истории локального очень интенсивного разуплотнения. Если оно происходило в слое КМ, то должно было достигать примерно 5%. Такое значительное преобразование возможно, если к имеющемуся в настоящее время веществу до активизации и прогрева добавлялось около 30% коровых эглогитов с плотностью примерно $3,55 \text{ г/см}^3$. В

Гравитационные модели тектоносферы Украины

процессе активизации они были преобразованы в менее плотные породы, что и обеспечило поднятие.

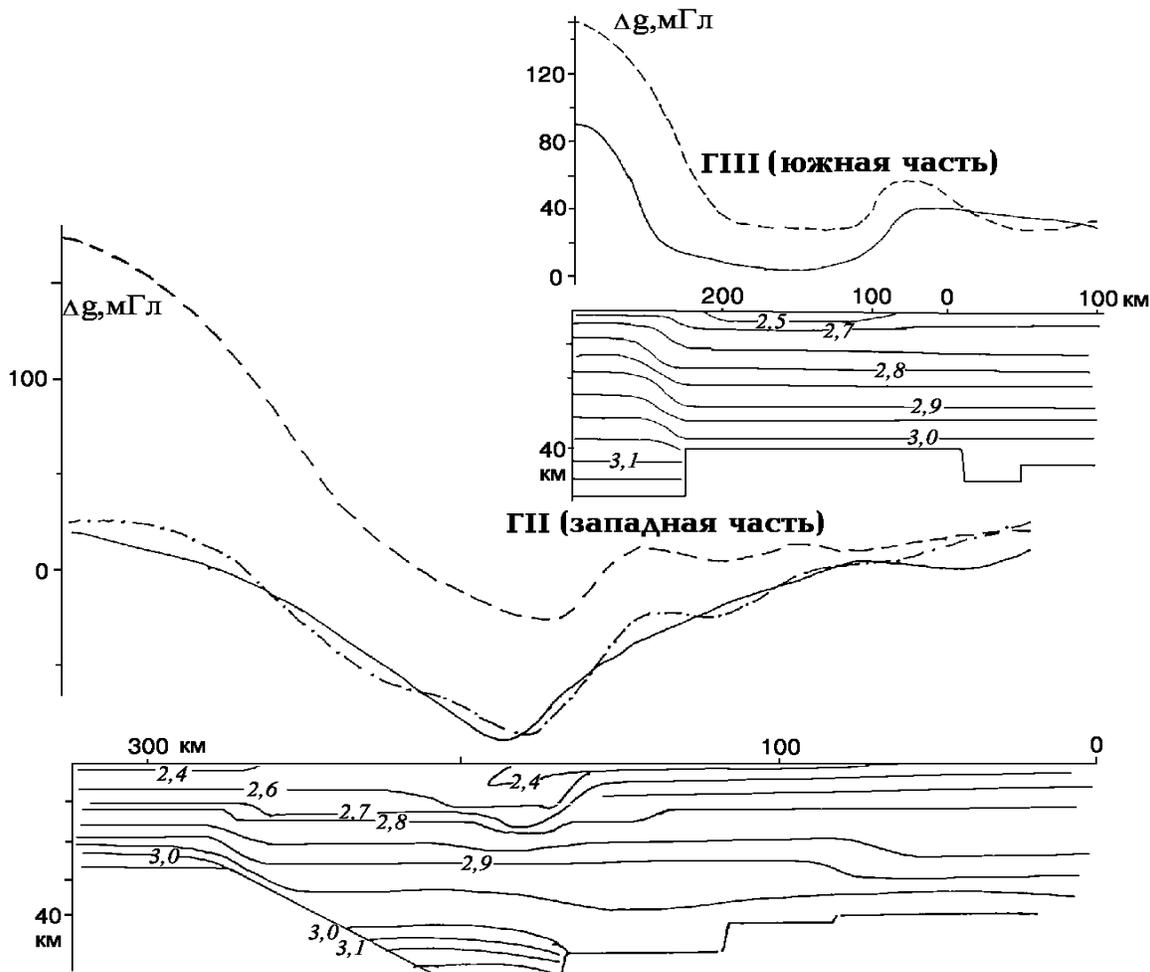


Рис. 27. Гравитационные модели коры вдоль западной части геотранверса II и южной части геотранверса III.

Условные обозначения см. на рис. 24.

Осадочный слой региона за исключением акваторий и Керченского полуострова представлен в основном довольно плотными породами герцинского и киммерийского комплексов, прошедшими циклы литогенетических изменений при тепловом потоке интенсивностью до $70-80 \text{ мВт/м}^2$. Это обусловило приближение значений σ у подошвы слоя (5-10 км в настоящее время) к $2,7 \text{ г/см}^3$. Породы постгеосинклинального чехла обладают меньшими плотностями - $2,3-2,5 \text{ г/см}^3$. Несколько возрастающая мощность чехла на северо-западном шельфе Черного моря и резкое его утолщение в Индоло-Кубанском прогибе приводят к необходимости введения в плотностные модели значительных объемов пород с указанными низкими плотностями.

Распределение значений σ в консолидированной коре Скифской плиты в силу указанных выше причин может быть рассмотрено лишь в самом общем виде. Плотность здесь растет от примерно $2,7 \text{ г/см}^3$ на поверхности кристаллического фундамента до $3,02 \text{ г/см}^3$ над разделом М (или кровлей слоя КМ) на глубине 35-40 км. Таким образом, средний вертикальный градиент оказывается примерно в полтора раза выше (около $0,011 \text{ г/см}^3\text{км}$), чем в коре типа I. В верхней части разреза наблюдается и существенное понижение градиента σ (до $0,004-0,005 \text{ г/см}^3\text{км}$), столь характерное для коры типа II.

Плотностные модели земной коры Карпатского региона базируются (как и модели Скифской плиты) на неточных скоростных. Наиболее полно изучена кора вдоль геотраверса II и дополняющих его профилей ГСЗ в Предкарпатье и Закарпатье (рис. 16). Этого явно недостаточно для выявления даже основных элементов трехмерной плотностной модели, сложность которой очевидна. Имеющиеся данные указывают на резкие изменения мощности земной коры и осадочного слоя не только вкострости простирания структур Складчатых Карпат, но и вдоль нее. Это связано с принадлежностью по крайней мере части утолщения коры к “внекарпатскому” объекту - зоне Тейссейра-Торнквиста, близостью северной части Украинских Восточных Карпат Западным с иным простиранием, существенным изменением структуры верхнего слоя (прежде всего - сокращением мощности осадочного чехла) при переходе к Румынским Восточным Карпатам. Поэтому сложность построенной в регионе трехмерной плотностной модели не гарантирует большой точности расчета ее гравитационного эффекта.

Земная кора региона относится к типу II (рис. 27), в районе Закарпатского прогиба скорее приближается к типу IV. Последнее определение основано на резко сокращенной мощности коры (27 км), повышенной плотности ее нижней части и довольно большой (несколько километров) толщине слоя молодых осадков прогиба.

Сравнивая распределение σ в коре прилегающей к Карпатам части Волыно-Подольской плиты и собственно Карпат, можно обнаружить отличия, возникшие, вероятно, в ходе альпийского геосинклинального развития. В нижней части коры сформировался (приведенная выше оговорка может указывать на то, что сформировался только частично) слой КМ, дополнивший обычную кору типа I с плотностью над разделом М около $2,97 \text{ г/см}^3$. В его пределах значения σ достигают приблизительно $3,17 \text{ г/см}^3$. Аномально высоки (для глубины 27 км) и плотности (до $3,02 \text{ г/см}^3$) в низах коры Закарпатского прогиба. Конечно, это не типичный по плотности слой КМ, но явно - образование, в котором очевидна замена обычных в коре типа I пород (с плотностью около $2,85 \text{ г/см}^3$) основными (находящимися на разных стадиях метаморфизма - от гранулитовой до эклогитовой) и ультраосновными на 30-40%.

Выше плотного слоя располагается разрез консолидированной коры с обычным вертикальным градиентом σ - около $0,007 \text{ г/см}^3\text{км}$.

Верхняя часть коры представлена осадками с разной степенью литогенетических изменений. В основном они отвечают тепловому потоку около 60 мВт/м^2 в Складчатых Карпатах и $90-100 \text{ мВт/м}^2$ - в Закарпатском прогибе. Для реальной величины эрозионного среза (сокращенной или нулевой в Кросненской зоне) в первые километры плотность у поверхности достигает $2,45-2,50 \text{ г/см}^3$, с глубиной быстро увеличиваясь до $2,6 \text{ г/см}^3$. На глубине 10-12 км достигается значение σ около $2,7 \text{ г/см}^3$. В Предкарпатском и Закарпатском прогибах, заполненных молодыми молассами, верхняя часть осадочного слоя представлена образованиями меньшей плотности - $2,3-2,4 \text{ г/см}^3$.

Расчетное гравитационное поле Карпат резко отличается от наблюдаемого, выделяя наиболее интенсивную в Украине мантийную аномалию, достигающую на границе Закарпатского прогиба и Паннонской впадины $150-160 \text{ мГл}$. Очевидно, что здесь

суммируются эффекты подкоровых разуплотненных зон Карпатской альпийской геосинклинали и активизированной области Закарпатского прогиба и Паннонии.

Необходимо отметить одну особенность плотностных разрезов, обнаруженную во всех изученных геосинклинальных регионах Украины, которая в ослабленном виде представлена и в некоторых частях ДДВ. Отличия коры от характерной для типа I не ограничиваются изменениями ее мощности и состава за счет коро-мантийного обмена.

Именно постоянство положительных плотностных аномалий в нижней части коры и отрицательных - в верхней указывает на результаты влияния некоторого общего для всех рассмотренных регионов процесса. Очевидно, что этот процесс - продолжение дифференциации коры по составу в период активизации, прогрева и анатексиса. При каждом событии активизации в фанерозое повторяются преобразования, более характерные для протогоосинклинальных циклов глубокого докембрия, о которых шла речь в главе 2.

Для рифтогенеза подобный ход массообмена менее характерен. Но, согласно представлениям адвекционно-полиморфной гипотезы [25], значительная деструкция континентальной коры на большой территории возможна при ее специфическом составе. Для обычной коры типа I наряду с распространенным процессом утонения и насыщения основным и ультраосновным материалом может (по крайней мере - на периферии длительно развивающегося рифта) происходить и анатектическая дифференциация корового вещества.

Приведенные соображения не могут быть привлечены для объяснения необычно низких значений σ в земной коре на периферии трога ДДВ в районе пересечения ее профилем ГСЗ IV и в некоторых других местах (см. выше). Здесь отмечено тотальное разуплотнение пород консолидированной коры по сравнению с породами коры типа I: плотностная аномалия на поверхности кристаллического фундамента достигает примерно $0,06 \text{ г/см}^3$ и только к разделу М постепенно сокращается до величины, близкой к нулю. Не исключено, что она вообще не связана с образованием ДДВ, а представляет собой плотностное возмущение в прежней, дорифтовой коре.

3.3.Трехмерная плотностная модель тектоносферы Украины.

Проведенное моделирование вдоль представленных в предыдущих разделах этой главы и других профилей ГСЗ (рис. 16) позволяет построить довольно достоверную схему мантийной гравитационной аномалии для территории Украины и рассмотреть ее возможную природу. После завершения этой работы можно перейти к построению объемной (трехмерной) плотностной модели тектоносферы, учитывающей всю имеющуюся информацию.

Погрешность расчета корового гравитационного эффекта и наблюдаемого поля, приведенные выше, позволяют рассчитывать на ошибку сравнения полей на уровне 10 мГл (это утверждение проверяется при дальнейшем анализе). Поэтому минимальными достоверными величинами выделяемых мантийных аномалий можно признать вдвое превосходящие погрешность, т.е. превышающие 20 мГл. Такие возмущения в пределах территории Украины показаны на рис. 28. Шаг изолиний, характеризующих более интенсивные аномалии, также принят равным 20 мГл.

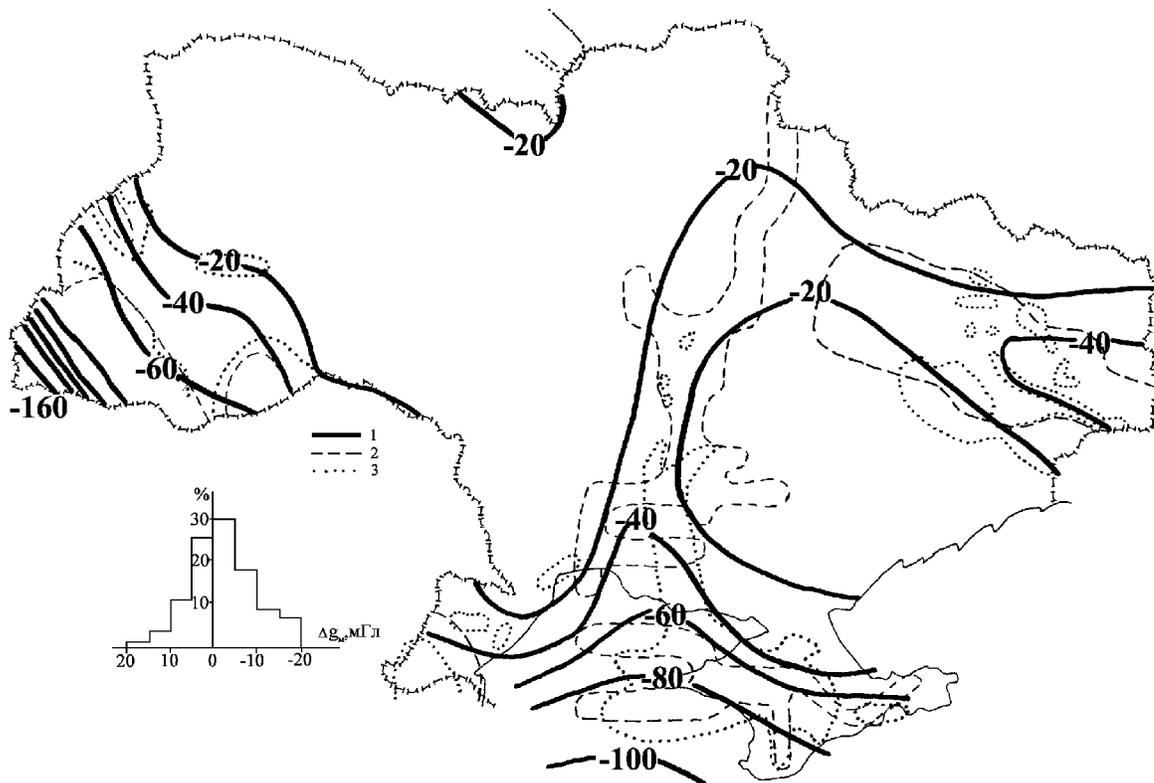


Рис. 28. Схема мантийных гравитационных аномалий территории Украины.

1 - изолинии интенсивности мантийной гравитационной аномалии (в мГл), 2 - контуры проводников предположительно тепловой природы в коре, 3 - контуры аномалий ТП более 60 мВт/м^2 .

Мантийные гравитационные аномалии установлены в районах, отличающихся тем или иным видом активности в геологическом прошлом (альпийские, киммерийские и герцинские геосинклинали) и настоящем (зоны современной активизации). На рис. 28 видно, что всем значимым возмущениям поля мантийной природы отвечают аномалии теплового потока, превышающие 60 мВт/м^2 , и коровые проводящие зоны предположительно тепловой природы (не показаны зоны проводимости в коре, которые можно увязать с появлением в составе ее пород электронно-проводящих включений, прежде всего - графита).

Аномалии теплового потока в Карпатах и на Скифской плите имеют в значительной степени глубинную (мантийную) природу. В Донбассе такое возмущение тоже присутствует, но его интенсивность (около 2 мВт/м^2) незначительна и не может быть достоверно диагностирована. В зонах молодой активизации Закарпатья, Предкарпатского прогиба и Вольно-Подольской плиты, Скифской плиты, центральной части УЩ, ДДВ и Донбасса аномалии теплового потока связаны с неглубокими коровыми источниками тепла. При их небольшом возрасте (в сотни тысяч лет) возможна ситуация, когда они не проявляются в виде возмущений ТП через поверхность. Она, вероятно, характерна для значительной части центрального района щита (Кировоградская аномалия теплового потока), активизированной части ДДВ и Донбасса. Здесь аномалии возникают только в местах, где тепло выносятся на поверхность восходящими гидротермами. В районе Кировоградской аномалии такие возмущения местами выявлены и откартированы (рис. 28), в ДДВ они встречены только

вблизи локальных нарушений (см. главу 5), в Донбассе такие аномалии ТП многочисленны и занимают значительные территории (рис. 28).

Аномалии коровой электропроводности (связанные с частичным плавлением и дегидротацией пород амфиболитовой фации метаморфизма) охватывают большие территории, но и они не обязательно формируются над зонами современной мантийной активизации. Нужная степень современного прогрева может достигаться на глубинах, где породы амфиболитовой фации уже отсутствуют.

Более достоверными критериями мантийной активизации могут служить аномалии изотопии гелия [31], обнаруженные в Закарпатье, Крыму и на северо-западном шельфе Черного моря, в центральной части УЩ, в ДДВ и Донбассе.

Хорошим подтверждением гипотезы современной активизации (аномального прогрева) мантии под указанными зонами могут быть мантийные объекты с пониженными у.э.с. и скоростями сейсмических волн. Первые установлены под всеми зонами активизации, кроме ДДВ и Донбасса (где исследования еще не завершены). Вторые - под зонами на Молдавской плите, в Закарпатье, северо-западном шельфе Черного моря, под Черноморской впадиной и Припятской впадиной. В других регионах нужные сейсмологические исследования еще не проводились.

Поэтому выявление мантийных гравитационных аномалий может рассматриваться как весомый вклад в изучение зон современной активизации на территории Украины.

Проведем сопоставление расчетного и наблюдаемого гравитационных полей (естественно, с использованием нормы) за пределами области мантийных гравитационных аномалий интенсивностью 20 мГл и выше. Гистограмма полученного распределения расхождений полей (рис. 28) может быть проинтерпретирована как отражение смещения двух массивов данных. Для одного из них $M_0 = 0$ и $\delta = \pm 6$ мГл. Очевидно, что этот массив (к которому относится большинство установленных различий двух полей) отражает ситуацию в регионах, расположенных на достаточно большом расстоянии от зон мантийных аномалий, на пассивной докембрийской платформе. Второй - относится к районам, территориально близким к выделенным достоверным мантийным аномалиям (т.е. территориям, где различие между расчетным и наблюдаемым полями менее 20 мГл, но влияние мантийной аномалии уже заметно). $M_0 = -10$ мГл и $\delta = \pm 6$ мГл. Установленную величину среднеквадратического отклонения можно объяснить при погрешности расчетного поля около 5 мГл и “наблюдаемого” поля на уровне 3-4 мГл, что довольно точно отвечает прогнозным величинам.

Плотность профилей ГСЗ на территории Украины велика, но не обеспечивает построения плотностных моделей во многих частях региона. Обнаруживаются “белые пятна” размером в первые сотни километров (см. рис. 16), в пределах которых в принципе могут нарушаться те представления о распределении плотностей глубинных пород, которые рассмотрены выше. Поэтому для дополнения полученного в предыдущих разделах довольно достоверного материала было проведено моделирование по нескольким длинным профилям, не обеспеченным данными ГСЗ. Естественно, они были выбраны таким образом, чтобы заполнить указанные “белые пятна”. Это профили (рис. 16) Киев - Ковель, Киев - Рахов, Киев - Кишинев, Днепропетровск - Симферополь и Днепропетровск - Херсон (продленный до начала морского профиля ГСЗ 25).

Модели вдоль перечисленных профилей строились с использованием следующих приемов.

1. Плотности в осадочном слое распределялись в соответствии с известными данными о его мощности и составе, использовались способы оценки, рассмотренные в главе 1.

2. Плотности пород на поверхности фундамента в основном определялись по результатам их экспериментального изучения, проводившегося различными авторами в течение многих лет [7,52,53,78,96 и др.]. На территории Украинского щита, где изучены многие десятки тысяч образцов, недостатка в такой информации нет. За его пределами имеются лишь сведения об отдельных группах пород фундамента на склонах щита и Волыно-Подольской плите и информация о распространенности различных комплексов пород, что позволяло с достаточной определенностью восстанавливать плотность. На Скифской плите и в Карпатах использовались только представления о возможной плотности пород кровли “гранитного” слоя при их попадании на ту или иную глубину.

3. Мощность земной коры принималась в соответствии с предварительно построенной схемой глубины раздела М в Украине (рис. 18).

4. Плотность пород консолидированной коры распределялась в соответствии с ее типом на территории Украинского щита, его склонов, Волыно-Подольской плиты, Скифской плиты и Карпат.

5. Полученные плотностные разрезы дополнялись сведениями с профилей, пересекающих рассматриваемый или проходящих поблизости от него (естественно, во всех случаях решались трехмерные прямые задачи, поэтому даже не выносимые на плотностной разрез элементы модели существенно влияли на расчетный эффект коры).

6. Для лучшего (качественного, количественное при рассматриваемой постановке задачи недостижимо) соответствия расчетного и наблюдаемого полей применялось незначительное (на 1-2 км, т.е. в пределах погрешности определения на профилях ГСЗ) смещение изоденс или раздела М.

Полученные результаты (как и результаты расчетов по геотрансектам Бухарест - Чернобыль и Вранча - Южноукраинская АЭС, для которых построены лишь очень приближенные скоростные разрезы [92,93]) не противоречат полученным при обычном моделировании, но и практически не дополняют их.

Для указанных профилей, как и для рассмотренных выше профилей ГСЗ, было проведено сопоставление расчетных и наблюдаемых величин гравитационного поля вне территории значимых мантийных аномалий. Обнаружено распределение расхождений, которое (по аналогии с рассмотренным выше) может считаться отражающим два массива данных с $M_0 = 0$ и $\delta = \pm 12$ мГл и $M_0 = -10$ и $\delta = \pm 12$ мГл. Считая погрешность наблюдаемого поля составляющей 3-4 мГл, оценим погрешность расчета корового эффекта на рассмотренных профилях примерно в 11 мГл.

Таким образом, моделирование, проведенное по профилям, вдоль которых отсутствовали скоростные разрезы земной коры (во всяком случае, на большей части их протяженности), привело в условиях Украины к расхождению между расчетными и наблюдаемыми полями, принципиально не отличающемуся от установленного на профилях ГСЗ. Конечно, это связано прежде всего с достаточно плотной исследованностью региона методами глубинной геофизики, что позволило установить реальные усредненные плотностные модели коры разных типов.

С другой стороны, очевидно, что на рассмотренных профилях в большинстве регионов Украины нет смысла выделять области мантийных аномалий интенсивностью около 20 мГл. Более интенсивные возмущения выделяются (на Скифской плите и в Карпатах), но их величина несколько отличается от установленной на соседних профилях ГСЗ и они не принимались во внимание при построении схемы мантийных гравитационных аномалий, представленной на рис. 28.

Построение плотностных моделей верхней мантии Украины, как было показано выше, рационально выполнять на основе тепловой, а не скоростной модели. Указаны также и

некоторые элементы моделей мантии по поперечным сейсмическим волнам, которые не укладываются в тепловую модель и которые рационально учесть в плотностной, хотя их природа и остается неясной. К ним не относятся распределения скоростей в Карпатах, ДДВ и Донбассе, на Скифской плите. При всем видимом расхождении их деталей с тепловой моделью средние величины плотностей по регионам хорошо согласуются (см. рис 22), расхождения можно объяснить региональным характером скоростной модели. В платформенной части Украины на глубине 80 км в качестве средней величины V_s можно принять 4,6 км/с (рис. 19). Отклонения от нее вне аномалии скорости на западе Украины около 0,05 км/с будем считать несущественными, отражающими переход от зон с аномальными скоростями к нормальным (т.е. в реальной среде не существующими). Соответственно припишем всей рассматриваемой территории нормальную плотность 3,33 г/см³, которая будет изменена только в зонах активизации с аномальными температурами мантии.

В последних в силу факторов, рассмотренных в главе 1, плотности на глубине 80 км понижены в типичных случаях до 0,09 г/см³ в центральной части зоны активизации, на расстоянии 30 км от центра - 0,03 г/см³, на расстоянии 60 км - 0. Эти величины отвечают типичному размеру КТД (60-70 км в ширину), поступившего под кору на глубину 40-100 км около 5 млн. лет назад, отдавшему часть расплавленного материала в кору (порядка объема слоя мощностью 7-8 км) и получившего из нее адекватную порцию холодного материала. В этом случае интенсивность мантийной аномалии над центром объекта достигает примерно -30 мГл.

В зонах активизации центральной части щита и части ДДВ встречаются мантийные аномалии и меньшей интенсивности. Возможно, вызывающие их мантийные объекты заметно уже или менее прогреты. Не исключено, что в их пределах в настоящее время отсутствуют заметные количества расплава.

Распределения плотностей источниках мантийных аномалий зон современной активизации Украины на глубине 80 км (это глубина наибольшего прогрева) показаны на рис. 29.

В аномальной области значений V_s на западе Украины (см. рис. 19) повышение плотности можно оценить как 0-0,035 г/см³ (для принятого вида связи скорости и плотности, что в данном случае может быть и неверно, так как природа скоростной аномалии неясна), т.е. в среднем - около 0,02 г/см³ для всей зоны. Детали распределения плотности в ее пределах, которые можно восстановить по распределению скорости, едва ли достоверны. Положительная аномалия плотности распространена (на 80 км) и на часть карпатской геосинклинали, где служит фоном для отрицательного возмущения, связанного именно с этой структурой. На юге положительная аномалия считалась ограниченной побережьем Черного моря. Ее южное продолжение не может быть изучено, так как находится в области интенсивного отрицательного возмущения Скифской плиты и Черноморской впадины.

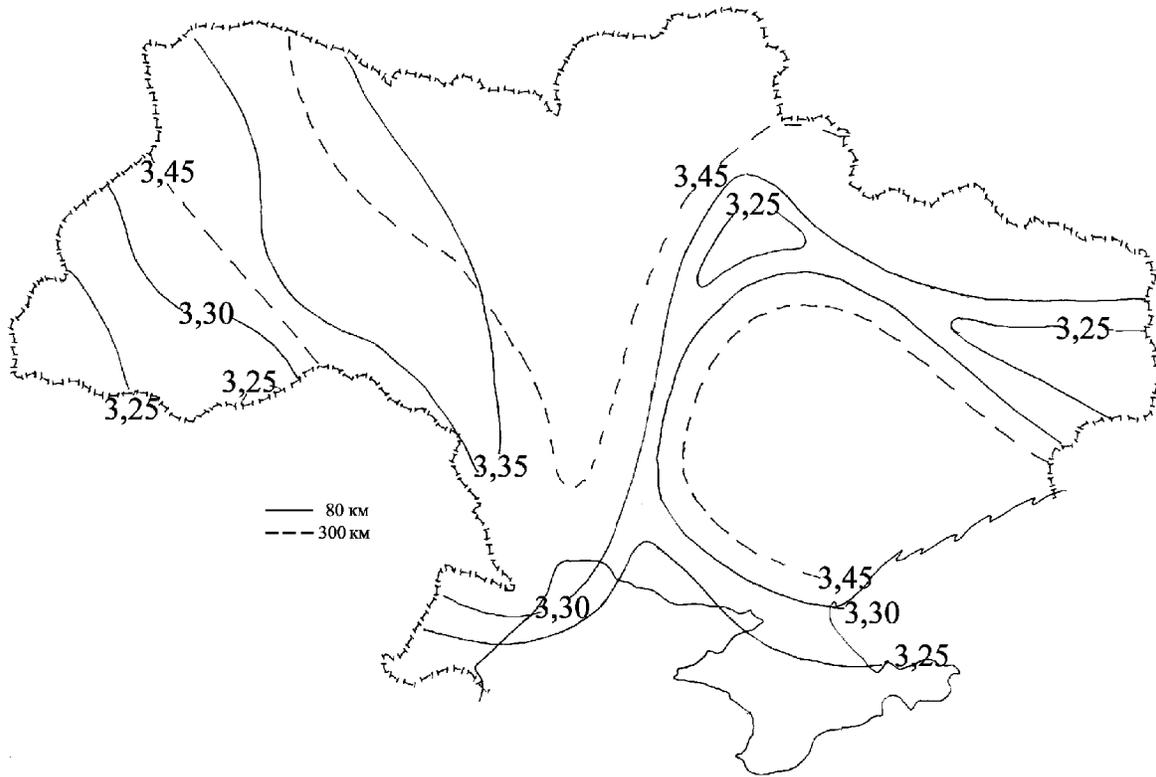


Рис. 29. Распределение плотностей в верхней мантии Украины на глубинах 80 и 300 км.

Изоденсы - в г/см^3 .

В недрах геосинклинали Карпат на территории Украины располагается только окраинная часть обширного Карпато-Динаридского разуплотненного (примерно до глубины 200-250 км) объекта. Максимум прогрева верхних горизонтов мантии и минимальная глубина кровли астеносферы (около 50-60 км) приурочены к Закарпатскому прогибу, под Складчатыми Карпатами кровля погружается до глубины около 120 км вблизи границы с Предкарпатским прогибом, где и выклинивается. Максимальное разуплотнение составляет около $0,09 \text{ г/см}^3$ на глубинах 70-100 км, к глубине 200-250 км оно сокращается до $0-0,02 \text{ г/см}^3$. Вклад небольшой степени плавления (по геоэлектрическим и сейсмологическим данным оно достигает 5-7%) в общее разуплотнение невелик: не превышает $0,02 \text{ г/см}^3$.

Ниже разуплотненного объема вещества мантии до подошвы тектоносферы располагается зона уплотнения, образованная сравнительно холодными породами. Плотностная аномалия (отсчитанная от плотности, отвечающей модели мантии региона, способного к активизации) достигает максимума на глубинах 350-450 км и составляет здесь не более $0,02 \text{ г/см}^2$. Это величина учитывает не только относительно невысокий уровень отрицательной тепловой аномалии, но и значительное сокращение к рассматриваемым глубинам коэффициента теплового расширения пород.

Расчет гравитационного эффекта мантийных зон с аномальными плотностями приводит к результату, показанному на рис. 27. В пределах территории Украины отрицательная аномалия достигает 160 мГл. Западнее, в центральных частях Паннонской впадины, ее интенсивность растет и приближается к 200-250 мГл (в зависимости от

принимаемых параметров разуплотненной зоны). Расчетное возмущение позволяет практически полностью согласовать общий гравитационный эффект тектоносферы с наблюдаемым полем (рис. 27).

В верхней части мантии Донбасса при расчете плотностей необходимо учесть прежде всего параметры разуплотненного объекта, связанного с современной активизацией. Они близки к приведенным выше для недр зон активизации на платформе: фоновые значения T в мантии Донбасса на глубинах 40-100 км мало отличаются от имеющихся за пределами региона. Полученный для Донбасса разуплотненный мантийный объект вполне может быть использован и для активизированной части ДДВ. Но, в отличие от впадины, в недрах Донбасса имеются еще и реликтовые тепловые аномалии, создающие аномалии σ . Глубины, на которых располагаются эти плотностные возмущения, примерно те же, что в Карпатах (естественно, исключая верхний интервал 40-100 км, который уже учтен в плотностной модели). Но плотностные аномалии очень невелики: на уровне 0,01-0,02 г/см³. Впрочем, за счет большой мощности гравитационный эффект верхней (разуплотненной) зоны создает довольно заметную аномалию, которая вместе с эффектом мантийной зоны современной активизации приводит к росту отрицательной мантийной аномалии Донбасса примерно до -50--55 мГл, что заметно больше аномалии в области активизации платформы.

В ДДВ отрицательная мантийная гравитационная аномалия заметно не отличается от платформенной - до -30 мГл.

Учет отрицательных мантийных возмущений в обоих регионах позволяет практически точно согласовать расчетное и наблюдаемое поля. Расхождения незначительно превышают обычные, связанных с погрешностью расчета корового гравитационного эффекта и наблюдаемого поля.

В мантии Скифской плиты и периферии Черноморской впадины, привлеченной к рассмотрению в данной работе, как и в Карпатах, находится только окраинная часть огромного объема пород с аномальными плотностями, южную границу которого затруднительно определить. Природа ее сложна. Значительные разуплотнения в верхних горизонтах мантии связаны с реликтовыми аномальными температурами в недрах киммерийской геосинклинали Скифской плиты. Южнее располагается уникальная по мощности отрицательная плотностная аномалия Черноморской впадины, охватывающая в том числе и глубины (более 200 км), на которых под геосинклинальными регионами существуют возмущения противоположного знака. Весьма вероятна роль горизонтальных перетоков частично расплавленного вещества в глубинной зоне под Трансевропейской зоной современной активизации [25], которая может привести на части территории Скифской плиты к исчезновению положительной плотностной аномалии в низах верхней мантии. В ее верхних горизонтах на плите явно возникли разуплотненные объекты, связанные с поступлением под раздел М перегретого вещества.

Последние источники мантийных гравитационных аномалий не должны заметно отличаться от рассмотренных выше. Под ними на Скифской плите развита зона относительно небольших разуплотнений (примерно до 0,04-0,05 г/см³) с подошвой на глубине около 200 км. К западу от Крыма она дополнена, вероятно, и более глубинной зоной с той же интенсивностью аномальных значений σ . Близкие отрицательные плотностные аномалии распространены и под большей частью Черного моря южнее полуострова. К ним добавляются и возмущения на меньшей глубине в центральной части моря, в зоне современной активизации.

Гравитационный эффект этой мантийной модели, схематически представленной на рис. 29, оказывается в пределах рассматриваемой части региона (т.е. до широты Южного Крыма) довольно интенсивным (до 100-110 мГл), изменяющимся как вкрест простирания

плиты, так и (хотя и в меньшей степени) вдоль нее. Его добавление к расчетному полю на проанализированных профилях ГСЗ позволяет с приемлемой точностью уравнивать расчетные и наблюдаемые значения. Среднее расхождение составляет 9 мГл, что вполне согласуется с прогнозными оценками. Сложнее обстоит дело с сопоставлением расчетного и наблюдаемого поля в зоне влияния положительной аномалии Южного Крыма и северо-западного шельфа Черного моря. Подбор соответствующего объекта не представляет (как показано в упомянутой выше статье) трудностей, но оценить при его использовании роль мантийной аномалии в общей величине поля можно уже только качественно (или, по крайней мере, с гораздо большей ошибкой, чем названная). Качественное согласование расчетных и наблюдаемых мантийных аномалий явно достигнуто и в этих районах.

В нижних горизонтах верхней мантии распределение плотностей (на рис. 29 - плотность на глубине 300 км) соответствует тепловой модели, хорошо согласующейся на региональном уровне со скоростной [25]. Здесь представлено прежде всего небольшое разуплотнение под зонами активизации докембрийской платформы (включая ДДВ). Можно выделить две такие области: на западе платформы шириной около 300 км, простирающуюся параллельно Карпатской геосинклинали, и область в центре УЩ и под большей частью ДДВ шириной около 100 км. В первом случае аномалиями теплового потока и проводимости в коре и верхних горизонтах мантии занято около четверти территории, во втором - примерно две трети. В соответствии с охлаждением глубинного материала поступившим ему на смену подкоровым величину разуплотнения можно оценить в 0,015-0,020 г/см³. Представляет интерес расчет гравитационного эффекта этих зон совместно с эффектом упомянутой выше положительной плотностной аномалии на глубинах около 40-120 км в западной части Украины. Из его результатов очевидно, что аномалии обоих знаков нигде не превышают 10-12 мГл, т.е. практически везде меньше погрешности расчета гравитационного эффекта мантии или равны ему (см. выше) и могут не учитываться.

Общее впечатление от рассмотрения гравитационных эффектов глубинных зон частичного плавления пород мантии (на 220-480 км) сводится к тому, что их слабое влияние распространено практически по всей территории Украины. Величина соответствующей аномалии - порядка 10 мГл. Очевидно, что по условиям определения "нормы" (см. главу 1) эта составляющая гравитационного поля включена в величину последней, установленной на докембрийских платформах: - 870 мГл. Вполне можно допустить, что близкая ситуация складывается и во многих других (возможно - всех) платформенных регионах за пределами Украины. Действительно, зона заметного (более 5 мГл) влияния на гравитационное поле каждой области, содержащей глубинную астеносферу и готовую к активизации, составляет 1-2 тыс. км в ширину.

При построении модели распределения плотностей в земной коре Украины значения σ снимались непосредственно с профилей (см. рис. 24-27) без их предварительной увязки. Поскольку часто не увязывались и скоростные разрезы по профилям (а во многих случаях - см. рис. 17 - полных скоростных разрезов просто не было), неизбежно возникали расхождения между плотностями на одной глубине. В подавляющем большинстве случаев они могли быть полностью объяснены обычными различиями скоростных разрезов (как показано выше, не приводящих с силу эквивалентности к различиям в расчетном гравитационном эффекте коры в целом), т.е. не превышали 0,02-0,03 г/см³. При больших расхождениях (как правило, связанных с использованием данных по профилям, не имевшим полных скоростных разрезов) в районах пересечений строились дополнительные модели по крестообразно расположенным профилям меридионального и широтного простиранья (техника построения таких моделей описана выше). Расчетные эффекты сопоставлялись с наблюдаемыми, что на качественном уровне давало возможность продемонстрировать

Гравитационные модели тектоносферы Украины

реальность того или иного варианта значения σ на рассматриваемой глубине в данной точке. Такие дополнительные модели понадобились в 5-7 пунктах пересечений расчетных профилей на каждой глубине (10, 20 и 35 км - см. рис. 30)

Приведенные на рис. 30 данные характеризуют основные плотностные этажи коры за исключением верхнего (во многих случаях - осадочного) и нижнего - слоя КМ, который лишь изредка встречается на глубине 35 км.

Плотностная модель тектоносферы Украины, фрагментарно охарактеризованная данными, приведенными вдоль профилей ГСЗ и на рис. 29 и 30, была подвергнута контрольному сопоставлению с наблюдаемым полем. Для этого расчеты полного гравитационного эффекта (т.е. для коры и верхней мантии) вычислены вдоль 12 меридиональных и 6 широтных профилей с шагом между ними 100 км. Плотностные разрезы на пересекаемых профилях ГСЗ закреплялись, а в промежутках между ними использовались данные рис. 29 и 30 с дополнениями, сходными с приведенными выше для профилей, заполнявших "белые пятна"..

Расчетное и наблюдаемое поля оказались достаточно хорошо согласующимися (для сравнения в пунктах резких локальных аномалий, явно вызванных приповерхностными объектами, отсутствующими в модели, применялись сглаженные значения поля). Распределение отклонений (отобранных вдоль всех профилей с шагом 50 км) характеризуется значениями $M_0 = 0$ и $\delta = \pm 11$ мГл. Эта величина точно отвечает прогнозной, учитывающей ошибки расчета всех составляющих поля. Ее обнаружение говорит о том, что в тектоносфере не содержится крупных неизвестных объектов с аномальными плотностями, способных создать значащее гравитационное возмущение. Так как расчет поля проводился практически без подбора плотностей, полученный результат может свидетельствовать о правильности выбранного методического подхода и достаточно высоком качестве исходных данных.

Построенная региональная модель открывает перспективы более детальных исследований, ориентированных уже не на объяснение поля в целом, а на получение конкретных результатов при постановке реальных геологических задач, в том числе и имеющих прикладное значение. При их решении в значительной мере могут использоваться те же принципы моделирования: представления о связи плотности с другими параметрами и о влиянии глубинных процессов на изменение величины σ .

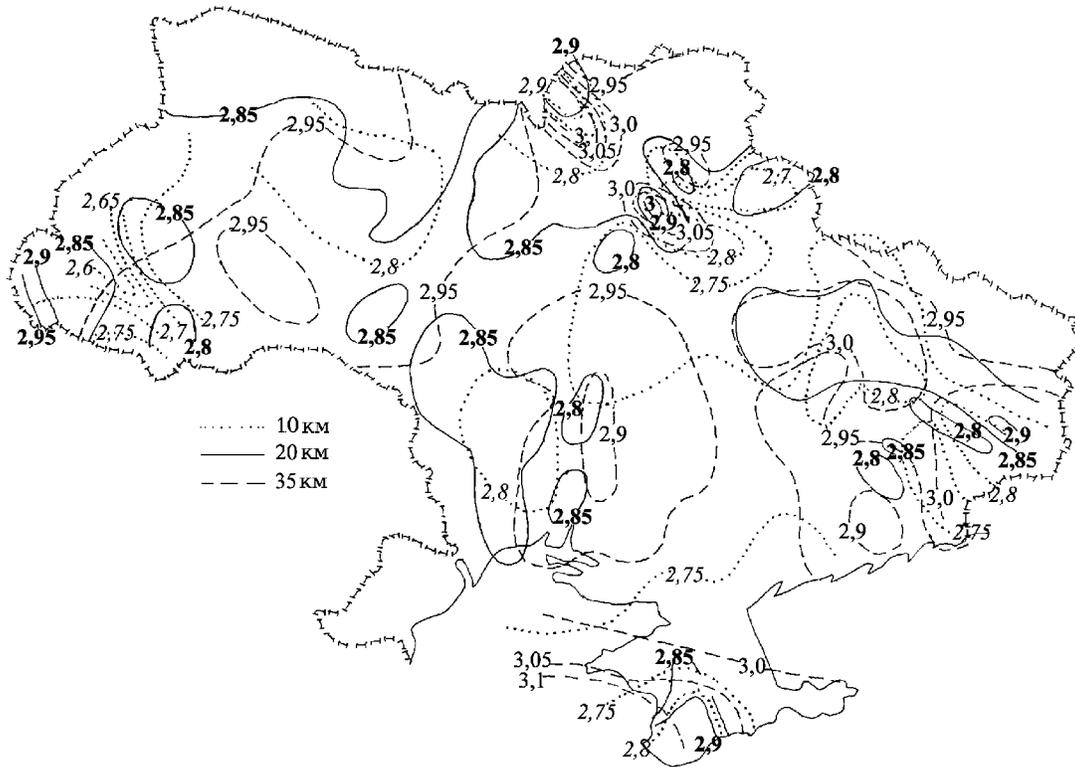


Рис. 30. Распределение плотностей в земной коре Украины на глубинах 10, 20 и 35 км.

Изоденсы - в г/см^3 .

3.4. Активизация, коро-мантийный обмен и уравнишенность блоков тектоносферы.

Различные представления о ходе глубинных процессов при активных эндогенных режимах на континентах приводят к существенно разным схемам изменения мощности и плотности пород коры, роли изостатических и антиизостатических движений блоков тектоносферы, смещений поверхности Земли. Часто они довольно умозрительны и опираются на качественные оценки, относятся к произвольно ограниченному интервалу глубин или территории. В какой-то мере уровень этих построений может быть охарактеризован обзором, приведенным в работе [49].

Изложенные выше геолого-геофизические данные позволяют рассмотреть картину более обоснованно, хотя, как будет показано ниже, достоверный количественный анализ еще недостижим по многим причинам и не в последнюю очередь из-за неопределенности используемой информации.

Рассмотрим вначале изменения мощности коры Украины, выделенные по сейсмическим данным и согласованные с гравитационным полем (рис. 18). Построенная гистограмма распределения глубины раздела М изучаемой территории недостаточно детально характеризует параметр для анализа всех необходимых особенностей рельефа подошвы коры. В то же время точность определения мощности коры и реальная сеть профилей ГСЗ не допускают обоснованного увеличения детальности исследований. Поэтому приводимые ниже построения, хотя и опираются на количественные характеристики, должны быть

признаны оценочными, полуколичественными. Для их получения был создан массив данных о мощности земной коры Украины, прилегающих районов Молдовы и Черноморо-Азовского шельфа западнее и восточнее Крыма для территории, превосходящей Украину по площади примерно на 15%. Это было сделано с целью более полного включения в рассмотрение основных аномалий мощности коры, пусть и за счет привлечения менее достоверных данных. Построен вариант гистограммы распределения глубины раздела М с использованием средних величин в пределах территорий, ограниченных половиной градуса долготы и широты. Шаг по глубине раздела М принят равным 2,5 км.

С некоторой степенью условности полученный массив данных можно разделить на три, в пределах каждого из которых распределение близко к нормальному. Они характеризуются следующими параметрами: нормальная кора (176 значений) - $M_0 = 42,5$ км, $\delta = \pm 2,5$ км, утоненная кора (66 значений) - $M_0 = 37$ км, $\delta = \pm 2$ км, утолщенная кора (94 значения) - $M_0 = 48$ км, $\delta = \pm 3,3$ км. Очевидно, что основную роль в формировании массивов данных, относящихся к аномальным мощностям коры, играют платформенные регионы (включая ДДВ) (рис. 18). Вклад Карпат, Донбасса и Скифской плиты много меньше.

Объем нормальной коры, условно распространенной на всю изучаемую территорию, составляет $294 \cdot 10^5$ км³, объем такой же коры на территории, где мощность аномальна, составляет примерно $140 \cdot 10^5$ км³, сокращение коры в районах утонения может быть оценено величиной $7 \cdot 10^5$ км³, увеличение в районах утолщений - $13 \cdot 10^5$ км³.

В соответствии с представлениями адвекционно-полиморфной гипотезы в районах утонения коры происходит, как правило, равноценный обмен веществом между корой и мантией (имеется в виду сохраняющаяся часть консолидированной коры), хотя в некоторых случаях возможны и значительные отклонения от этого правила (особенно - в нижней части коры, где возможно образование слоя КМ в коре типа IV). Если активизация молада и кора прогрета, можно ожидать в сокращенной коре понижения плотности по сравнению с наблюдаемой в нормальной коре типа I.

Объем вещества, представляющий собою разницу между нормальной и утонившейся корой (типами I и III), перемещается в соседние районы, создавая там утолщения. Значительная часть этого материала смешивается с мантийным, образуя слой КМ, содержащий около 60% по объему мантийной компоненты. В сущности, отнесение слоя КМ к земной коре - операция довольно формальная, имевшая место без сколько-нибудь детального обсуждения в геофизической литературе. Слой включает до 80-90% мантийных пород (учитывая ультрабазиты, всегда находящиеся в нижней части коры). Его основные породы отличаются от "базальтовой составляющей" мантии только железистостью и гранулитовой - а не эклогитовой - степенью метаморфизма.

Учитывая количество пород слоя КМ в общей величине утолщений коры Украины (примерно $9-10 \cdot 10^5$ км³) приходим к выводу о неплохой согласованности приведенных величин: содержание мантийного вещества в породах слоя КМ в утолщенной коре Украины должно составлять около $6 \cdot 10^5$ км³, что совпадает с разницей между объемами утонений и утолщений.

Из приведенных данных можно сделать выводы о том, что: 1) распределение мощностей неплохо соответствует прогнозу, сделанному на основе адвекционно-полиморфной гипотезы, 2) в наблюдаемой структуре коры в значительной мере представлены (возможно - преобладают) результаты одного (последнего) этапа активизации. Естественно, последний вывод не распространяется на кору фанерозойских геосинклиналей. Ситуация в их пределах (явно отвечающая комбинации результатов двух глубинных процессов - современно и древнего) не может быть охарактеризована имеющимися данными даже на полуколичественном уровне: необходимо привлечение больших территорий за пределами

Украины. Да и в этом случае разделение последствий современной активизации и геосинклинального процесса кажется проблематичным.

Отметим, что в ДДВ (по крайней мере - в значительной части впадины) речь идет об утонении коры, уже включающей мощный осадочный слой объемом около $6 \cdot 10^5 \text{ км}^3$. Этим обстоятельством подчеркивается наложенный (современный) характер преобразования коры впадины (утонение объемом примерно $2 \cdot 10^5 \text{ км}^3$) и прилегающих районов склонов Украинского щита и Воронежского массива (утолщение примерно на $2 \cdot 10^5 \text{ км}^3$ без учета объема мантийных пород в составе слоя КМ). Соотношение объемов “прибыли и убыли” в коре Кировоградской зоны активизации и ее окрестностей оценить сложнее. Утолщение западнее зоны, вероятно, связано не только с ней, но и с Бельцкой зоной активизации в Молдове, поэтому Кировоградской зоне “приписана” только половина объема утолщения. Восточнее Кировоградской зоны утолщение коры практически не изучено (рис. 18). Для целей данного анализа нет смысла использовать схемы мощности коры Украины, на которых без данных ГСЗ в соответствующем районе изображено длинное утолщение коры вдоль всей Криворожско-Кременчугской зоны щита и южнее [78 и др.]. Без этого фрагмента утонение коры в самой Кировоградской зоне составляет $1,5 \cdot 10^5 \text{ км}^3$, а утолщение без мантийной составляющей слоя КМ в окрестностях зоны - $1 \cdot 10^5 \text{ км}^3$.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что утолщения коры на УЩ могут быть и не связанными с протерозойскими геосинклиналями, а возникли только в ходе современной активизации. Именно поэтому состав пород в нижней части утолщенной коры щита (предполагаемый по величинам скорости и плотности) практически тот же, что и характерный для слоя КМ в регионах (часть ДДВ, Донбасс, Скифская плита, Карпаты) с разновозрастными фанерозойскими геосинклинальными или рифтовыми активизациями. Не видны последствия перераспределения вещества в ходе последующей геологической истории.

В целом можно констатировать, что на территории, где мощность земной коры в пределах рассматриваемого региона аномальна (т.е. преимущественно - в зонах современной активизации) на данной стадии процесса произошло добавление в кору мантийных пород в количестве около 4% от ее первоначального объема. Общее перемещение вещества между корой и мантией (в соответствии с представлениями адвекционно-полиморфной гипотезы, которые в данном случае могут лишь ограниченно контролироваться физическими свойствами вещества) значительно больше. На территориях, где кора сокращена, обновляется около 20% ее состава и 10-15% перемещается в состав слоя КМ на соседних территориях. При прекращении активизации попавшие в кору основные мантийные выплавки займут место своих предшественников аналогичного состава (если в ходе процесса не повышается основная кора в целом), судьба мантийных включений в слой КМ неясна. Для ее изучения необходимо рассмотреть данные по регионам, где представлены результаты древних активизаций и явно нет современной. В Украине такой материал отсутствует.

Описанная картина резко противоречит представлениям плитовой тектоники об изменениях мощности коры при начальном рифтогенезе. Нет никаких признаков образования “шейки”, на периферии зон предполагаемого растяжения формируются необъяснимые утолщения коры. Современные движения поверхности Земли в зонах активизации Украины и Молдовы [66] указывают на поднятия (а не на опускания, как должно быть по представлениям плитовой тектоники) в полном соответствии с триадой Клооса - “поднятие, раскалывание, магматизм”, - полученной при обобщении данных по всем изученным рифтам.

В районах древних активизаций трудно ожидать, что изменение плотностей пород коры и мантии все еще сохраняется в виде, приводящем к заметным нарушениям изостатического равновесия. Для недр зон современной активизации, где процессы еще не

завершены, существование неуравновешенных (по сравнению с соседними) блоков тектоносферы кажется вполне вероятным. Об этом говорят и современные движения поверхности. Эту проблему удобно рассмотреть на материалах Кировоградской зоны активизации и прилегающих к ней районов с утолщенной корой. Именно здесь построены наиболее детальные и точные плотностные модели коры и на их основе может быть проведен достоверный расчет давления, создаваемого вертикальными колонками коро-мантийных блоков на различной глубине.

Практически удобным представляется вычисление средней плотности в колонках между поверхностью и заданной глубиной. Для сравнения выбраны наиболее контрастные по распределению σ участки плотностных моделей коры и мантии под геотраверсами VI и VIII (рис. 24 и 29). Колонке с минимальной мощностью коры припишем индекс А, с максимальной - В. Они сопоставлены с результатами расчетов для нормальной коры (С) типа I без осадочного слоя. Кривые средних плотностей для трех колонок пересекаются на 48 км. Таким образом, вышележащий слой можно считать уравновешенным.

Однако глубже этого слоя располагаются интервалы глубин, где плотность в колонке В явно меньше, чем в А и С. Расхождение нарастает до раздела М в колонке В, где средние плотности в интервале глубин от 48 до 60-63 км составляют: В - 3,115, А - 3,255, С - 3,325 г/см³. Под этим интервалом глубин в колонке В не предполагается никаких компенсирующих масс повышенной плотности, которые могут быть количественно оценены (некоторые качественные соображения в пользу незначительного уплотнения пород мантии в пределах колонки В на больших глубинах привести можно).

Очевидно, что разуплотненная зона в колонке В может служить источником напряжений, вполне способным продуцировать смещение блока и сопровождающую его сейсмичность на уровне, наблюдаемом в южнокрымской области [25,30]. Землетрясения на границе Кировоградской зоны активизации неизвестны. Зафиксирована сейсмичность (гораздо слабее, чем в южнокрымской области), с западной стороны Голованевского блока утолщенной коры [30]. Она связана с действием корового источника тепла Бельцкой зоны активизации и вполне объясняется рассчитанными вокруг него термоупругими напряжениями. Таким образом, и на западной окраине Голованевского блока сейсмичность, вызываемая формированием разуплотненного объема, не возникает.

Причина отличия рассматриваемых зон от южнокрымской по сейсмической активности - в разных темпах формирования плотностной аномалии. В последнем случае она возникает постепенно по мере дезклогитизации пород "корней" крымских гор под влиянием бокового прогрева, в течение всего периода активизации (несколько миллионов лет), включая настоящее время. В недрах активизированных зон платформы образование "корней" произошло (по представлениям адвекционно-полиморфной гипотезы) довольно быстро несколько миллионов лет назад. Время релаксации напряжений, возникших в твердой части активизированного объема, составляет около 0,3 млн. лет [25 и др.]. Поэтому к настоящему моменту напряжения давно успели "рассосаться" и не вызывают сейсмичности.

Величина "корней" коры (если говорить о Голованевском блоке в целом) может обеспечить (по одномерной оценке) поднятие примерно на 0,5-0,6 км по отношению к окружающим блокам. Но в недрах последних (т.е. Бельцкой и Кировоградской зон современной активизации) располагаются разуплотненные по сравнению с нормальной мантией объемы пород на глубинах более 60 км (примерно до 140 км - рис. 22). Их влияние на подъем поверхности Земли может примерно вдвое превзойти влияние "корней" под Голованевским блоком, но сокращено уменьшением мощности коры примерно в такой же степени. Поэтому наиболее вероятным представляется общее поднятие поверхности на несколько сотен метров. Временные и пространственные рамки процессов в недрах зон

активизации и прилегающих районах могут не совпадать и для более определенного прогноза необходимо перейти от одномерных оценок к решению задачи напряжений и смещений в рассматриваемом регионе в целом. Такое исследование - вне тематики данной работы.

Рассмотрение плотностей пород мантии в регионе на глубинах более 60 км приводит к выводу о том, что создаваемые ими давления уравниваются под зоной активизации с существующими под пассивными платформенными регионами с корой нормальной мощности только на глубинах 300-350 км. Разуплотнение в подкоровой области компенсируется уплотнением глубже (рис. 22). Следует только напомнить, что представленное на рисунке распределение аномальных температур (а, следовательно, и аномальных плотностей) на глубинах более глубины кровли слоя частичного плавления в мантии Трансевропейской зоны активизации (примерно 220 км) может не соответствовать действительности. Оно рассчитано для единичной активной области, в то время как перемещение вещества в астеносфере зоны можно считать доказанным. Соответственно резкое охлаждение под активным регионом будет отсутствовать, а в качестве регулятора изостатической уравновешенности выступит глубинная астеносфера всего региона.

Примерно то же можно сказать о всей платформенной территории в Украине и за ее пределами. Уравновешенности ее частей, в недрах которых имеется и отсутствует астеносфера на глубинах 220-480 км, может в значительной мере способствовать именно подвижность вещества частично расплавленного слоя, возможно - и некоторое своеобразие состава пород мантии в каждой из крупных частей платформы.

Проведенное рассмотрение уравновешенности блоков тектоносферы Кировоградской зоны активизации и ее окрестностей не может с той же степенью обоснованности быть выполнено в других частях территории Украины по причине отсутствия информации сопоставимой точности. Можно лишь более или менее обоснованно предположить, что в юго-восточной части ДДВ (примерно восточнее меридиана 33° в.д., т.е. места пересечения впадины Кировоградской зоной) распределение плотностей в блоках с сокращенной и утолщенной корой принципиально близко к рассмотренному выше. Отличия в основном касаются большей базификации коры впадины (вероятно, связанной еще с герцинскими событиями в регионе), которая при расчете средней плотности коры коровых блоков примерно компенсируется низкой плотностью осадочного слоя.

Такая компенсация (а также - достоверно фиксируемое повсеместное сокращение мощности коры по сравнению с нормальной для платформы) отсутствует в северо-западном фрагменте ДДВ - ее Деснянской части. Здесь, особенно в районе Черниговской аномалии Δg , несмотря на заметное количество осадков, достигается максимальная в пределах Украины средняя плотность пород коры ($2,955 \text{ г/см}^3$), превышающая среднюю плотность пород Голованевского блока. В отличие от последнего уплотненные породы северо-западной части ДДВ не сопровождаются утолщением коры. Неточности скоростных разрезов ГСЗ в этом районе не дают возможности диагностировать здесь наличие или отсутствие мантийной аномалии интенсивностью 20-30 мГл, обычной для активизированной части ДДВ и Припятской впадины. Необходимо исследовать факт активизации другими (прежде всего - геоэлектрическими) методами. Пока это не сделано нельзя строить средние плотности для мощностей слоев, превосходящих мощность коры, и формировать какие-либо представления об уравновешенности блоков тектоносферы этого района.

Западнее Кировоградской зоны активизации на окраине платформы (в том числе - в пределах внешней зоны Предкарпатского прогиба) находится несколько локальных зон современной активизации, которые, возможно, объединяются на глубине. В "чистом виде" описанные эффекты изменения мощности коры наблюдаются, по-видимому, только в Бельцкой и Черновицкой зонах, но и здесь они слабо изучены. Можно лишь допустить, что

ситуация близка к рассмотренной в Кировоградской зоне. На остальной активной территории кроме недостатка информации анализ затрудняет наличие эффектов, связанных с предыдущими этапами геологической истории региона - речь идет прежде всего об утолщении коры в зоне Тейссейра-Горнквиста. Неясны и контуры самих зон активизации (например, до сих пор не решен вопрос о реальности Тернопольской зоны активизации). Поэтому выяснение уравнишенности блоков тектоносферы западной окраины платформы в Украине в настоящее время невозможно.

Расчеты для Карпатского региона выполнены по данным о плотностях пород коры на геотраверсе II. Конечно, наиболее контрастные распределения получены для Складчатых Карпат (в месте максимальной мощности коры, содержащей слой КМ) и Закарпатского прогиба. Распределение средних величин плотностей между поверхностью и заданной глубиной резко отличается от полученного в зоне современной активизации. Средняя плотность коры прогиба больше, чем плотность в Складчатых Карпатах на той же глубине. Она отвечает здесь (27 км) средней плотности в нормальной коре. Средние величины плотностей коро-мантийных блоков Закарпатья и Складчатых Карпат уравниваются примерно на глубинах 150-200 км, т.е. вблизи подошвы местной астеносферы. Естественно, этот результат формален, не имеет практического значения. Он косвенно свидетельствует об избыточности “корней” под Карпатами. Оценивая его, нельзя исключать как значительной погрешности скоростного разреза так и принадлежности части “корней” другой структуре, возникшей независимо от процессов в геосинклинали.

Противоположная ситуация складывается при сравнении средних плотностей в Степном и Горном Крыму. Здесь средняя плотность в толстой коре значительно выше, чем в тонкой (близкой по мощности к нормальной, да и средняя плотность в коре близка к нормальной). В первом случае в верхних горизонтах мантии плотность выше, чем во втором. Очевидно, что проблему уравнишенности блоков тектоносферы нельзя рассматривать без учета распределения плотности в мантии Черного моря.

Средняя плотность пород коры Донбасса (в части профиля ГСЗ XI с максимальным развитием слоя КМ) оказывается совпадающей с полученной в Горном Крыму, хотя распределения в коре значений σ существенно различаются. Совпадение средних плотностей с вычисленными для тектоносферы нормального платформенного региона достигается на глубине около 80 км, так как под Донбассом плотности в мантии понижены.

В целом приведенные данные по фанерозойским геосинклиналям подтверждают предварительное предположение о том, что имеющейся информации недостаточно для рассмотрения весьма сложных ситуаций уравнишенности блоков тектоносферы, возникающих в этих регионах.

Глава 4. Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на золотое оруденение.

4.1. Плотностные модели некоторых месторождений золота Украины.

Месторождения золота в Украине обнаружены в различных тектонических зонах УЩ, в Закарпатском прогибе и Донбассе. Они существенно различаются по возрасту (от протерозоя до неогена), но все являются результатом гидротермальной активности. Интересно, что в процессе современной активизации она возобновилась и многие (но не все) геотермически изученные месторождения сопровождаются аномалиями теплового потока [26].

Концентрация золота в залежах не позволяет рассчитывать на то, что само присутствие металла может создать реально наблюдаемый гравитационный эффект рудной зоны. По такому эффекту можно пытаться выделить зону в целом из-за ее обогащения сульфидами, с которыми обычно ассоциирует золото. Концентрации сульфидов в пределах контуров промышленной золотоносности и в прилегающих объемах гидротермально измененных пород составляют до 5-10%. При их плотности 4-7 г/см³ и обычной σ вмещающих пород 2,5-2,7 г/см³ можно ожидать аномалий плотности 0,1-0,4 г/см³. Реальные (установленные по образцам пород) возмущения σ оказываются, как правило, меньше, но и они способны создать диагностируемые (при использовании адекватной методики выделения) положительные гравитационные аномалии в первые десятые доли миллигала.

При практическом использовании гравиметрии для решения золотопоисковых задач в Украине наиболее существенными проблемами являются: 1) наличие результатов съемки необходимого масштаба и точности (1:1000 - 1:0 000) и 2) выделение слабого искомого сигнала на фоне разнообразных помех.

Рассмотрим соответствующие процедуры анализа поля на примере Клинцовского золоторудного месторождения в центральной части щита. Аналогичные задачи решались на Юрьевском месторождении в том же регионе, на Бобриковском месторождении в Донбассе и в других местах.

По геологическим данным и экспериментально установленным значениям σ рудных и безрудных пород (которые хорошо отвечают их минералогии и содержанию рудной компоненты различного состава) вычислен гравитационный эффект рудной зоны в целом. Зона представлена несколькими вытянутыми (практически - двумерными) объектами и сопоставимым количеством сходных по форме образований ограниченной длины по простиранию. Последние в двумерной модели были представлены телами с половинной аномальной плотностью. Это обеспечивало (см. ниже) неплохие условия для сравнения с результатами обработки наблюденного поля.

Обработка наблюденного поля включала следующие операции. Вначале был рассчитан региональный фон, обусловленный различием плотностей Ингуло-Ингулецких гнейсов, вмещающих месторождение, и находящихся на небольшом расстоянии от него гранитоидов (см. главу 1). Расчетное поле сопоставлено с наблюденным, показано, что в пределах участка они создают практически одинаковый "рельеф" поля. Фон вычтен из наблюденных значений. Затем введена локальная редукция, учитывающая изменение мощности осадочного чехла, отличающегося по плотности от коренных пород примерно на 0,5 г/см³. Глубина фундамента

Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на золотое оруденение.

изменяется в пределах нескольких десятков метров и ее учет не везде может быть проведен достаточно точно. Отметим, в частности, заметную разницу в глубинах, полученную при сравнении данных картировочных скважин и КМПВ. Один из источников информации предпочесть не удастся, так как данные каждого в отдельности не перекрывают весь участок. В его пределах встречен фрагмент, где отрицательная аномалия, предположительно связанная со значительным погружением фундамента, не объясняется имеющимися сведениями. Вполне возможны ошибки введения рассматриваемой поправки и в других фрагментах участка.

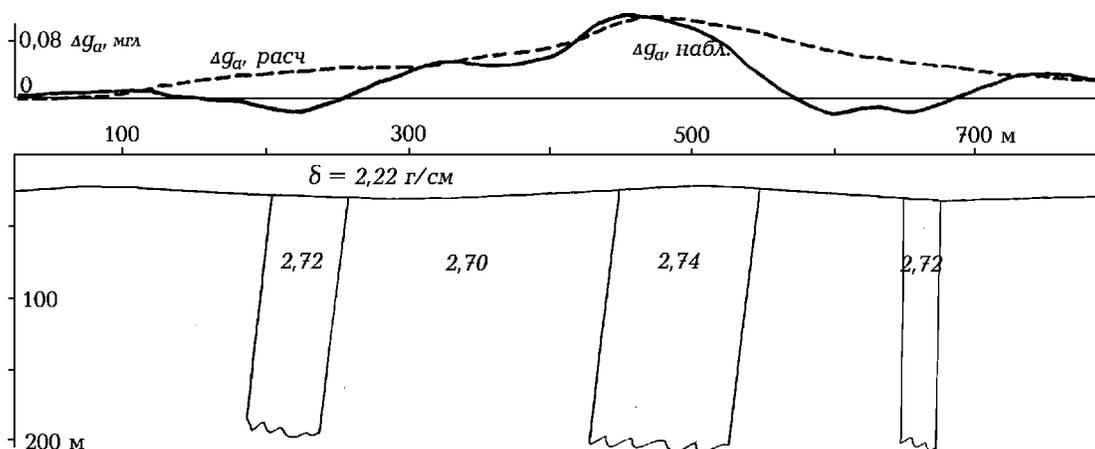


Рис. 31. Гравитационная модель Клинцовского месторождения

В складывающейся ситуации (которая типична для всех изученных месторождений) рациональным представляется осреднение поля Δg вдоль простирания рудной зоны в каждой точке секущего ее интерпретационного профиля. Таким образом удастся существенно сократить влияние неучтенных помех и выделить аномалии, связанные с рудной зоной и пригодные для сопоставления с ее двумерной моделью. Однако полной “чистки” поля не происходит (рис. 31). В частности, поле упоминавшегося выше фрагмента участка, где не удалось убрать значительную часть аномалии, обусловленной погружением фундамента, оказывает заметное влияние на осредненные значения на соответствующем участке профиля.

Тем не менее факт выделения аномалии, отвечающей рудной зоне, не вызывает сомнений. Она вполне может быть использована как один из поисковых критериев (наряду с аномалией ТП, магнитного поля и пр.). Хотя для выяснения геологически важных параметров рудной зоны интерпретация аномалии едва ли пригодна. В довольно широком диапазоне значений могут быть согласованно изменены аномальная плотность и длина рудной зоны без изменения расчетного эффекта. На “рельефе” расчетного поля Δg заметно сказываются только части рудных тел, расположенные выше глубины 200 м.

Таким образом, демонстрация возможностей гравиметрии при решении задач поисков рудных месторождений сопровождается осознанием существенных ограничений метода.

4.2. Геотермические и гравитационные модели Ольховатско-Волинцевской антиклинали

Район антиклинали и ее продолжения на северо-запад (вплоть до перехода от Главной антиклинали Донбасса к Дружковско-Константиновской) довольно детально изучен

по тепловому потоку - здесь имеется несколько сотен определений ТП, территория у оси антиклинали шириной около 4 км покрыта гравиметрической съемкой масштабов 1 : 10 000 и 1 : 25 000. При анализе этой информации с целью выработки критериев обнаружения участков, перспективных на гидротермальное оруденение (в том числе - золотое), использовались различные геологические и тектонофизические данные.

Построены две тепловые модели недр, отвечающие киммерийскому и современному периодам активизации, известным по многочисленным геологическим данным. Они могут быть достаточно надежно проконтролированы (см. ниже). Весьма вероятная ларамийская активизация таким образом не исследовалась, так как контроль отвечающей ей тепловой модели в настоящее время невозможен.

Параметры тепловых моделей использованы при интерпретации гравитационного поля региона, что позволило исключить (в качестве помех) эффекты плотностных аномалий, обусловленных литогенетическими изменениями пород карбона Донбасса при региональном герцинском и локальном киммерийском прогреве и повышенной трещиноватостью их в современных проницаемых зонах разломов.

4.2.1. Тепловые модели

Палеогеотермическая модель участка уже рассматривалась ранее в работах [2,27]. Повторное обращение к ней вызвано появлением некоторой новой (и переосмыслением части известной ранее) информации, указывающей на более локальный характер теплового процесса киммерийской активизации, чем учтенный в работах [2,27], по крайней мере для рассматриваемого района.

Основными не учитывавшимися ранее фактами являются:

1. Результаты интерпретации современных аномалий теплового потока на оси Главной антиклинали Донбасса указывают на возможность формирования теплового возмущения узкой адвекционной ячейкой, связанной с остывающими (и уже в значительной мере остывшими) глубинными объектами (предположительно – молодыми интрузиями).

2. Построенная ранее модель [2] не претендовала на отражение точной геометрии изотерм. Целью был расчет реальных температур в центральной и периферических частях охваченного активизацией объема пород. Лишь в качестве возможного предельного варианта просчитан случай концентрации потока в узкой зоне.

3. Признание узости зоны киммерийской активизации в рассматриваемом районе Донбасса ведет к сомнительности влияния некоего общего (помимо контролируемого интрузией) источника тепла на палеотемпературы в момент максимального прогрева. Его логично исключить из анализа.

Эти и некоторые другие соображения привели к пересмотру модели.

Температуры в осадочной толще Донбасса определялись как сумма эффектов кондуктивного и конвективного теплопереноса, причем второй подключался только на последней стадии - гидротермальной активности. Приуроченность этого события именно к зоне у оси интрузии и Главной антиклинали обусловлена прежде всего повышенной проницаемостью пород, связанной с Осевым разломом. Ширина зоны повышенной проницаемости оценена в 1 км, длина примерно отвечает длине неглубокой части интрузии – около 8 км. При расчетах было признано существование малопроницаемой покрывки из пород перми. Конечно, речь идет не об абсолютной непроницаемости. Просто в верхнем слое мощностью около 0,5 км не было столь интенсивной конвекции, как ниже.

Влияние движения флюида рассмотрено в процессе численного моделирования (это надежнее традиционных схем, включающих малореальные граничные условия). В восходящей ветви (6,5x1x8 км) последовательно сменяют друг друга через 600 лет источники

Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на золотое оруденение.

тепла, в каждой точке пути имеющие свою аномальную температуру. По мере нагревания среды она падает. Расчет показал, что T в центре восходящего потока стабилизируется за несколько десятков тыс. лет.

Выполненные по описанной схеме расчеты привели к результату, представленному на рис. 32. Он хорошо согласуется с максимальными минералогическими температурами у современной поверхности (т.е. глубины 4-4,5 км в киммерийское время) и указывает на сравнительно небольшое изменение палеотемператур в 2-2,5 км ниже нее.

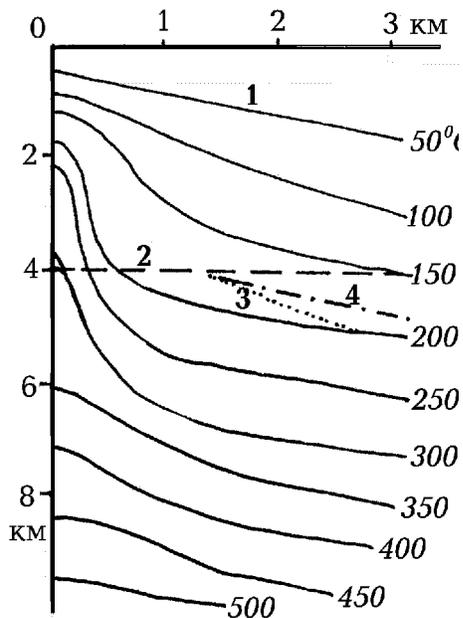


Рис. 32. Палеогеотермическая модель

Михайловского рудопоявления Ольховатского рудного поля.

1 - изотермы, 2 - современная поверхность Земли, 3,4 - положение фронта литогенеза, отвечающего температуре 175°C : 3 - по геологическим данным, 4 - по гравиметрическим данным.

Для построения современной тепловой модели Михайловского участка использованы результаты, полученные при изучении ТП Константиновской аномалии и при построении палеогеотермической модели. Контроль выполнен по распределению ТП на Михайловском рудопоявлении и прилегающих территориях.

Константиновская аномалия представляет собой резкое (до 30 мВт/м^2) и сравнительно узкое повышение ТП в зоне перехода от Главной антиклинали к Дружковско-Константиновской (рис. 33). Ее интерпретация проведена для различных вариантов источников тепла. Вначале предполагалось, что аномалия связана с повышенной радиогенной теплогенерацией пород. При интерпретации оказалось, что необходимый для этого уровень содержания радиоактивных элементов должен в 10-100 раз превосходить реальный. Затем проанализирован вариант с интрузивным источником, подразумевавший недавнее вторжение на небольшую глубину под аномалией магматической дайки. Интерпретация также привела к нереальным параметрам объекта: перегрев около 1000°C , глубина кровли - до 1 км, возраст - 10 тыс. лет. Приемлемое объяснение аномалии возможно только в случае, когда она создана гидротермальной циркуляцией над молодой интрузией с кровлей на сравнительно большой глубине (достаточной, чтобы практически не влиять на наблюдаемый у поверхности ТП). При

использовании параметров циркуляционной системы, сходных с полученными для киммерийского периода активизации, удается неплохо объяснить аномалию (рис. 33).

Плохая сохранность скважин не позволила провести детального изучения ТП Михайловского участка. В его центральной части установлено 3 значения ТП (их величины после введения поправок практически совпадают - около 80 мВт/м^2), на расстоянии около 0,5 км от оси Главной антиклинали определен 1 ТП – около 60 мВт/м^2 , на расстояниях 0,85 – 1,8 км – 4 ТП ($46\text{-}54 \text{ мВт/м}^2$) (рис. 33). Очевидна аномалия теплового потока интенсивностью 30 мВт/м^2 на фоне около 50 мВт/м^2 . Следует лишь отметить, что все указанные значения установлены на северо-восточном фланге аномалии, спад в противоположную сторону не изучен.

Распределение Т в верхней части разреза (на 10-20 м) обнаруживает ряд особенностей. Уровень воды в скважинах, пробуренных на оси аномалии, - несколько метров, что выше уровня поверхности на небольшом (50-100 м) расстоянии к северо-востоку и юго-западу. Очевиден подток воды снизу. Из-за небольшой глубины зеркала воды испарение велико и Т на глубинах 5-15 м резко понижены по сравнению со среднегодовой температурой поверхности. Подобная ситуация часто встречается на заболоченных участках, но для них характерно смещение всей термограммы (а не только ее верхней части) (рис. 33). Вероятно, на Михайловском рудопроявлении приповерхностный слой воды образован предварительно перегретой жидкостью, которая остывает от испарения только в зоне приповерхностного растекания. Это указывает на подток перегретых вод, которые могут сформировать аномалию ТП. Такая природа возмущения тем более вероятна, что она уже признана как наиболее подходящая для района Константиновской аномалии.

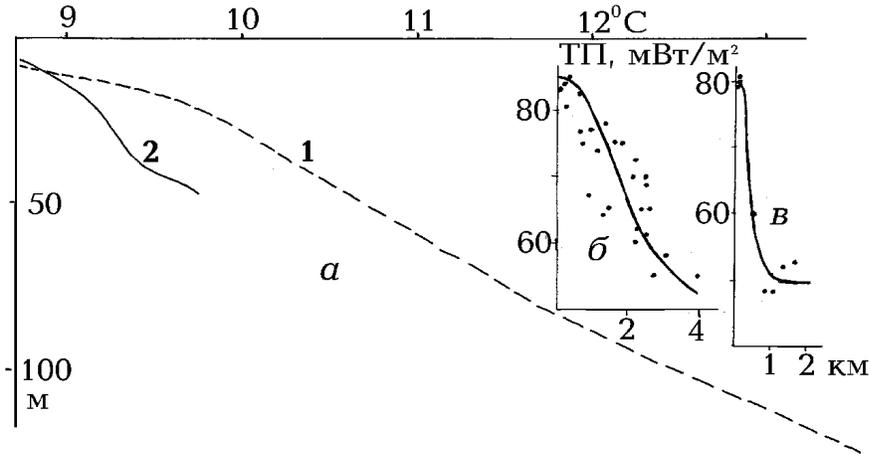


Рис. 33. Распределение Т в центре Михайловского рудопроявления (1) и на одном из заболоченных участков в Донбассе (2) (а) и распределения наблюдаемого (точки) и расчетного (сплошные линии) ТП в районе Константиновской (б) и Михайловской (в) аномалий ТП.

Необходимо отметить, что современный гидротермальный процесс существенно отличается от киммерийского. Циркуляционная система сверху открыта, конвекция флюида заменена адвекцией. Ширина циркуляционного потока очень невелика - подъем воды по сути происходит только по зоне трещин Осевого разлома. Точное значение ширины необходимо определить, но она явно не больше нескольких сотен метров.

Второй параметр, который нужен для проведения расчетов - объем пространства связанных пор в зоне. В пределах Осевого разлома известны разуплотнения пород на 2-25%. Однако такие объекты по глубине явно ограничены первыми десятками метров и имеют

Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на золотое оруденение.

сопоставимую ширину. В зоне глубиной в несколько километров они не могут играть заметной роли. Реально пористость для зоны в целом на порядок ниже и сокращается с глубиной. Такие оценки приближают нас к величине, принятой в палеотемпературной модели, - около 1%.

Перегрев флюидов, поступающих в адвекционную ячейку, может быть оценен как разность между поверхностной температурой (около 10⁰С), Т на глубине кровли источника тепла (около 7 км - 160⁰С) вне аномалии и температурой остывающей молодой интрузии. Поскольку время ее внедрения неизвестно, температура интрузии остается неопределенным фактором.

Расчеты выполнялись в предположении, что тепловое поле вокруг восходящего потока успело стабилизироваться (что подтвердилось далее их результатами). Время стабилизации определено по методике, описанной в [2]. Она оказалась достижимой за первые десятки тысяч лет. Влияние собственно интрузии, питающей адвекционное течение, на тепловое поле глубин в первые километры для реальных возрастов объекта практически отсутствует. Поэтому размеры ее (как и возраст) не играют роли. Анализ проведен в виде подбора интенсивности адвекции, которая объяснила бы наблюдаемое распределение ТП. Очевидно, что в случае узкого источника большое значение имеет глубина определения теплового потока. Она существенно различна: в центре ТП установлен на 50-100 м, на периферии - по среднему геотермическому градиенту между поверхностью и 500-1500м. Практически подбирались аномальные Т на соответствующих глубинах. Для периода полной замены холодного флюида горячим в восходящем потоке в 600 лет [2] наиболее близкое к наблюдаемому распределение глубинных Т определяется для ширины проницаемой зоны в 200 м и аномальной Т на кровле интрузии всего порядка 100⁰С.

Таким образом, проведенный анализ теплового поля участка указывает на возобновление в его пределах гидротермальной активности. Значительно растет ТП на небольших глубинах у Осевого разлома, что может служить хорошим диагностическим признаком “раскрытости” последнего. Вероятно, она присутствовала (судя по районам Михайловского и других рудопроявлений) и в киммерийское время и привела к формированию оруденения. Поэтому актуальной задачей представляется изучение ТП на всем протяжении Главной антиклинали Донбасса.

Циркуляция вод в недрах аномалии ТП Михайловского участка не ведет к заметному росту современных глубинных температур. В пределах восходящей ветви адвекционного течения аномалия Т составляет 4-5⁰С на глубинах от 0,5-1 км до 4км. Некоторый рост отмечается с 5 км (15⁰С) и на глубине 7 км аномалия приближается к 100-150⁰С.

4.2.2. Гравиметрические исследования Ольховатского участка

Гравиметрические исследования представляли собой анализ данных на Ольховатском участке одноименного рудного поля в пределах антиклинали, являющейся частью Главной [2,97 и др.]. На участке проведена съемка м-ба 1:10 000 [38,39]. На северо-западе он начинается на периклинальном замыкании антиклинали у Волынцевского водохранилища и вытянут вдоль оси структуры на юго-восток на 31,5 км (т.е. не включает самые юго-восточные районы рудного поля). Пикеты У, приводимые ниже, отсчитаны вдоль участка от его юго-западного угла в км, пикеты Х - поперек участка от Осевого разлома.

Изученная бурением часть участка длиной около 7 км располагается на пк 6,5-13,5 у оси антиклинали. Здесь (пк 11,5-12,5) имеется довольно детальная геолого-геофизическая информация на площади Острая Могила в пределах Михайловского рудопроявления, которая используется ниже при анализе поля.

Рассматриваемые значения поля силы тяжести отражают как эффекты зон гидротермальной минерализации, представляющих поисковый интерес, так и различные компоненты фона. Обработка поля должна геологически обоснованно устранить последние, выделив аномалии, для которых следует доказать их рудную обусловленность. Распределение таких аномалий и определит перспективные площади на рудном поле. В соответствии с этим подходом были проделаны следующие операции.

1. Региональный фон участка представлен уменьшением поля на северо-запад со средним градиентом 0,25 мГл/км на пк 0-23 (рис. 34). Оно связано (как показало гравитационное моделирование на профилях ГСЗ X и XI) с распространением на северо-западе толщ малоплотных послекарбоновых пород в синклиналиях, обрамляющих Главную антиклиналь, и изменениями мощности глубинных слоев коры. Градиент поля на карте м-ба 1 : 200 000 составляет 0,2-0,4 мГл/км как на антиклинали, так и в прилегающих синклиналиях. Юго-восточнее пк 23 поле выравнивается (рис. 34), что может быть связано с влиянием ряда факторов, которые трудно рассмотреть на имеющемся материале. Во всяком случае, региональный фон на участке может быть точно описан и устранен.

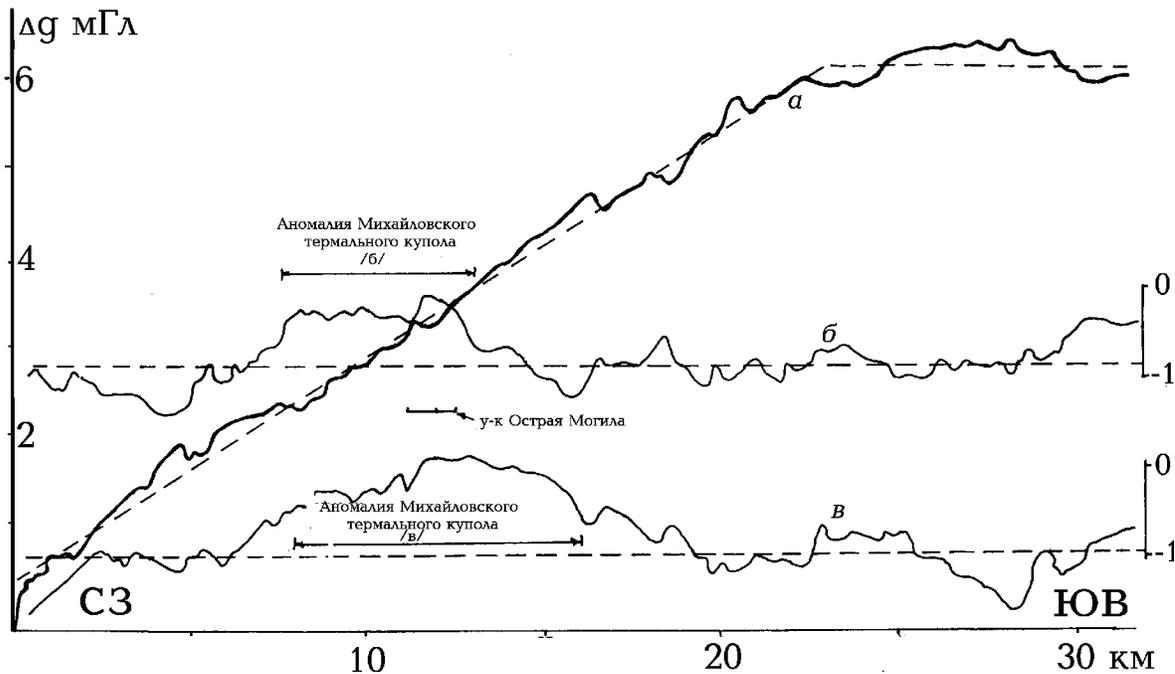


Рис. 34. Распределение гравитационного поля (уровень условный) вдоль Осевого разлома Главной антиклинали Донбасса на Ольховатском участке (а) и разностей в значениях поля между пунктами в 1,75 км к северо-востоку (б) и юго-западу (в) от разлома и на нем.

2. Структурный фон. Эта составляющая связана с тем, что основные литогенетические преобразования пород карбона Донбасса, вероятно, доскладчатые. При образовании антиклинали произошел подъем уплотненных пород в ее ядре по сравнению с соседними синклиналиями. Соответственно возникла положительная гравитационная аномалия.

Имеющиеся данные позволяют рассмотреть вопрос количественно. Если условно свести изменение пористости в песчаниках (6-7%) и аргиллитах (1%) в интервале T литогенеза 150-200°C к одному плотностному скачку на 175°C [2 и др.], получим изменение плотности на этой стратиформной границе около 0,055-0,06 г/см³. Он практически

Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на золотое оруденение.

полностью отражает отличие пород карбона Главной антиклинали от таковых в прилегающих синклиналях (рис. 35)

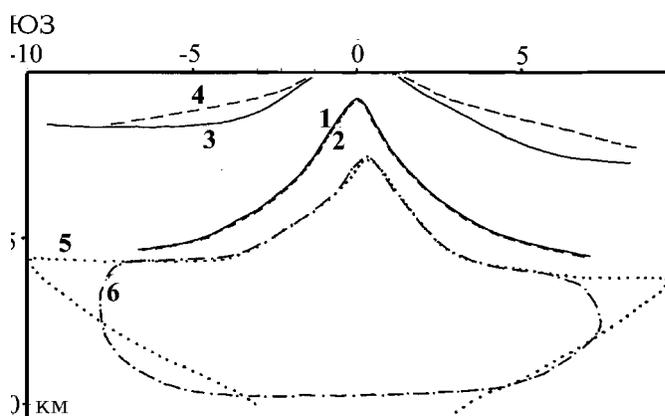


Рис. 35. Плотностные неоднородности Главной антиклинали и термального купола. 1-4 – поверхности фронта литогенеза при $T 175^{\circ}C$ в недрах антиклинали (1, 2) и купола (3, 4), по геологическим данным (1, 3) и подобранные по гравитационному полю (2,4), 5, 6 – поверхность интрузии по геологическим (5) и гравиметрическим (6) данным.

Рассчитаем эффект такой структуры и сравним его с полем участка после снятия регионального фона. Для сравнения были определены отличия силы тяжести на расстояниях до 2 км к северо-востоку и юго-западу от Осевого разлома (в местах, где его положение точно не определено, ось антиклинали проведена по максимуму поля). Отличия установлены на 126 профилях, перпендикулярных разлому. Вычислены средние отклонения от значения в центре на продольных профилях, причем из расчета исключены аномалии, т.е. места с отклонениями от среднего больше удвоенного среднего отклонения. Результаты представлены на рис. 36. Очевидно, что эффект антиклинали хорошо описывает основную часть поля после снятия регионального фона. Для контроля эффект сопоставлен с полем на всей ширине антиклинали (на пк 0-20) - около 16 км. Поле снято с карты м-ба 1 : 200 000. Плотностной контраст подобран верно: спад поля от оси структуры согласуется с расчетным во всей полосе. Естественно, количество искажающих влияний возросло и среднее отклонение от расчетной величины достигает 0,45 мГл.

Региональный и структурный фон в пределах участка могут быть описаны простым выражением (значения поля – в мГл от условного уровня – см. рис. 34):

$$\Delta g_{\phi} = 0,35 + 0,25y + (0,17|x| - 0,6)x^2 \quad (28)$$

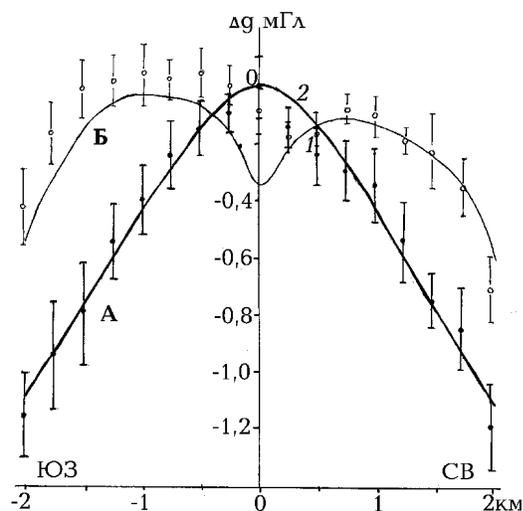
для $0 \leq y \leq 23$ $-2 \leq x \leq 2$

$$\Delta g_{\phi} = 6,1 + (0,17|x| - 0,6)x^2 \quad (29)$$

для $23 \leq y \leq 31,5$ $-2 \leq x \leq 2$,

где y - продольная координата (пикет), x - поперечная, в км.

Рис. 36. Различия значений поля силы тяжести в центре и на периферии Главной антиклинали на Ольховатском участке в целом (А) и на части Михайловского термального купола (Б).



1 - наблюдаемые значения и пределы их изменений, 2 - расчетные значения

Однако, снятие фона в такой форме приводит к его погрешности (и, естественно, погрешности остаточного поля) около 0,2 - 0,25 мГл, т.е. достоверными могут считаться только изолинии 0,4 - 0,5 мГл. Причина таких больших отклонений понятна. При построении фона не учтено влияние осадков малой плотности, мощность которых заметно изменяется. Например, отклонения вниз осредненных разностных значений поля от расчетных на расстояниях в первые сотни метров от Осевого разлома (рис. 36) явно связаны с увеличением мощности малоплотных осадков. На участке Острая Могила, где есть информация о поведении границы раздела неоген-четвертичных пород и карбона, видно, что мощность верхнего слоя регулярно увеличивается от центра участка к его периферии на 10-15 м. Это должно понизить поле на 0,2-0,3 мГл.

Поэтому фон на участке снимался в виде более сложной функции, которая в каждой точке отвечала осредненному разностному полю (рис. 36). Это позволило на большей части участка обеспечить погрешность фона около 0,13 мГл и провести достоверные изолинии остаточного поля через 0,3 мГл. Использовались (см. ниже) и менее достоверные изолинии через 0,15 мГл (рис.37). Естественно, эффекты локальных колебаний мощности малоплотных осадков при проведенном снятии фона не устраняются, исключены лишь эффекты осредненного изменения.

3. В остаточном поле на большей части Ольховатского участка нет значимых аномалий ($\pm 0,3$ мГл). Отрицательные возмущения заметной интенсивности локальны и в дальнейшем не рассматриваются. Исключение следует сделать для двух отрицательных аномалий в северо-западной части участка. Первая (с центром в юго-западном углу участка) достигает интенсивности 0,8 мГл. За пределами участка на продолжении его юго-западной границы через 1-2 км она достигает 1,0-1,3 мГл и на расстоянии 2,5 км от Осевого разлома - минус 2,3 мГл. Центр отрицательного возмущения поля близок к шахте Красный Октябрь. Если (сугубо ориентировочно) представить шахту как объем 1-2 км³, из которого извлечено 4-5% пород, среднее разуплотнение достигает 0,13 г/см³. Над центром объекта отрицательная аномалия будет около 2,5 мГл, над краем - 1,5 мГл, на расстоянии 0,5 км от края - 0,5 мГл и т.д.. Полученные величины в общем сходны с наблюдаемыми.

Второй район, где возможно возмущение поля столь своеобразной природы, относится к шахте Булавинская (отрицательная аномалия у территориально близкой к ней шахты Александровская достигает 2,2 мГл), которая может создать отрицательную аномалию у северо-восточного края участка примерно на ПК 2-4. Однако, тут находится положительное

Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на золотое оруденение.

возмущение, связанное с термальным куполом (см. ниже). Поэтому отрицательное проявилось в явном виде лишь локально.

Менее значительные понижения поля под влиянием шахт возможны на юго-западной окраине участка примерно в районах пк 4 (ш. Юнком) и 8 (ш. Полтавская). Шахты находятся дальше от участка, чем упомянутые выше, в остаточном поле они не проявляются, но не исключено, что их эффекты “заэкранированы” другими.

4. На участке выделяются три значащие положительные аномалии. Центральная совпадает с Михайловским термальным куполом (это - условное название для структуры, к которой приурочено Михайловское рудопроявление). Его центр точно совпадает с замковой частью Главной антиклинали, нарушенной Осевым разломом. Купол образован подъемом границ зон литогенеза над киммерийской интрузией, погружение которых от оси антиклинали много положе, чем вне купола (рис. 32 и 34). Разлом представлен интенсивно разуплотненной раздробленной зоной на поверхности и менее интенсивным разуплотнением на большой глубине. Поэтому положительные аномалии остаточного поля растут от центра, а в центре сменяются отрицательными.

Ориентировочные границы Михайловского купола подобраны путем моделирования его довольно сложной структуры (см. ниже).

Распределение остаточного поля, близкое по характеру наблюдаемому на Михайловском куполе, зафиксировано у юго-восточной границы участка. Однако интенсивность и направление роста аномалии указывают на то, что сам объект находится скорее всего за пределами участка, хотя и близко к его границе.

К северо-западу от собственно Михайловского купола, почти вплотную к нему, просматривается положительная аномалия, напоминающая “купольную”. Но центр вызывающего ее объекта возможно расположен севернее оси антиклинали, поэтому характерные черты поля (дополнительно искаженного эффектом ш. Булавинская) не совпадают с полученными на Михайловском куполе. Может быть, вызывающий возмущение объект в основном находится за пределами участка. Не исключено, что это - достаточно индивидуальная часть Михайловского купола.

Таким образом, по гравиметрическим данным достоверно перспективной на гидротермальное оруденение оказывается центральная часть Ольховатского участка на пк 8-16.

Рассмотрим связь аномалии остаточного поля этого района и вызывающего ее объекта подробнее.

5. Плотностное отличие термального купола от других частей Главной антиклинали можно выразить в виде смещения плотностного скачка на границе зон литогенеза при $T 175^{\circ}C$ (рис. 35). Расчет, учитывающий реальные размеры объекта [2], показывает, что поле над его центром должно резко возрасти. В наблюдаемом поле такой аномалии нет. Это связано с расположением под куполом гранитоидной интрузии с пониженной плотностью. Приняв обычные для гранитоидов плотности ее пород (около $2,60-2,65 \text{ г/см}^3$) и обычный рост плотности с глубиной, получим отрицательную плотностную аномалию $0,10-0,15 \text{ г/см}^3$. Моделирование показывает, что в этом случае остаточное поле (без учета эффекта Осевого разлома) над центром купола должно быть нулевым.

Для сравнения модельного поля с наблюдаемым выбран участок вблизи Михайловского рудопроявления, но все же несколько удаленный от края купола: пк 10,5-12. Результаты сравнения иллюстрирует рис. 36. Согласование полей (отсчитанных от фонового) достаточно полное, т.е. причины отличия поля района от обычного для Главной антиклинали установлены верно.

Глубины границы зон с различной степенью литогенеза подобраны несколько отличными от полученных по геологическим данным, но в полном соответствии с палеогеотермической моделью (рис. 32 и 34).

В модель купола включен элемент, отражающий разуплотнение зоны Осевого разлома. В верхней части (примерно до 15 м) в полосе шириной 100 м плотность понижена на $0,35 \text{ г/см}^3$, глубже (до больших глубин, практически не влияющих на результат расчета) - на $0,02 \text{ г/см}^3$ в полосе шириной 200 м в соответствии с современной тепловой моделью.

Структура плотностной аномалии в зоне разлома может быть и другой. Центральная часть участка у Осевого разлома на поверхности представлена меффертовскими песчаниками. Из-за крутого падения слоев они должны находиться в зоне разлома до глубин в несколько сотен метров. По имеющимся данным [1] именно в песчаниках происходит максимальное разуплотнение при образовании разлома. Оно достигает $0,1 \text{ г/см}^3$ и способно обеспечить наблюдаемую аномалию. Разломы на периферии участка, пересекающие среду, состоящую преимущественно из аргиллитов и алевролитов, не будут сопровождаться аномалиями, подобными аномалии Осевого разлома.

Расхождения между расчетным и наблюдаемым полями на юго-западном крыле купола (рис. 36) скорее всего связаны с неточным подбором плотностной модели объекта. Но вблизи центра они не могут быть полностью ликвидированы. Явно обнаруживается остаточная положительная аномалия, которая, вероятно, вызвана эффектом плотных пород гидротермальной рудной зоны.

б. Рассмотрим аномальное поле (после снятия фона и эффекта термального купола с разломом) в площадном варианте. Обнаруживаем, что на участке нет значимых аномалий кроме положительного возмущения у Осевого разлома (рис. 37). Аномалии асимметричны, поле несколько выше ближе к юго-западному крылу антиклинали. Эти возмущения вполне могут отражать влияние на поле рудных объектов.

Сопоставим выявленные аномалии с расчетными от рудной зоны на участке Острая Могила (рис. 38). В расчете учитывались плотности зон гидротермальной минерализации (в среднем - около $2,82\text{-}2,84 \text{ г/см}^3$), повышенные преимущественно за счет высокого содержания в них пирита на фоне несколько возросшей по сравнению со средней для антиклинали плотности пород термального купола ($2,73\text{-}2,75 \text{ г/см}^3$). Включена и описанная выше плотностная структура Осевого разлома, а также увеличение мощности малоплотных осадков ($2,2 \text{ г/см}^3$) от 0 в центре участка до 10-15 м на периферии.

Соответствие расчетного поля аномальному достаточно полное (учитывая ошибки получения обоих параметров), т.е. в принципе выделение искомого эффекта в гравитационном поле достигнуто. Однако отождествлять все аномалии с эффектами зон гидротермальной минерализации (при таком подходе перспективным участком для поисков оруденения оказывается почти вся область Осевого разлома на пк 8-16) неверно. Погрешности аномального и расчетного полей в значительной мере определяются достоверностью информации о плотности пород приповерхностной зоны Осевого разлома. Принятая для ее верхней части аномальная отрицательная плотность составляет $0,35 \text{ г/см}^3$, что обеспечивает смещение кривой Δg над центром зоны примерно на $0,2 \text{ мГл}$, т.е. создает половину возмущения (рис. 38). Но разуплотнение зоны разлома по имеющимся данным может изменяться от $0,05$ до $0,65 \text{ г/см}^3$, что практически запрещает выделение конкретных “рудных” аномалий.

Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на золотое оруденение.

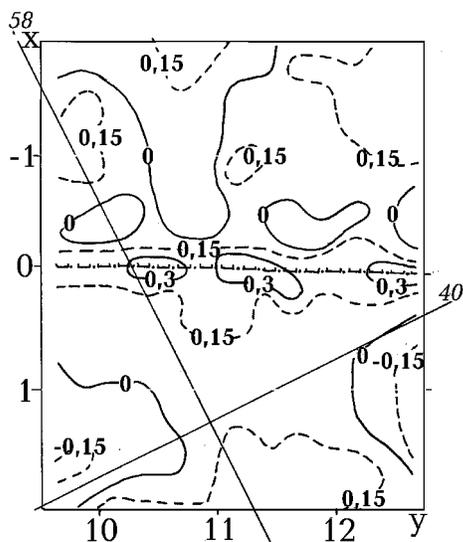


Рис. 37. Аномальное гравитационное поле центральной части Михайловского термального купола (изолинии - в мГл).

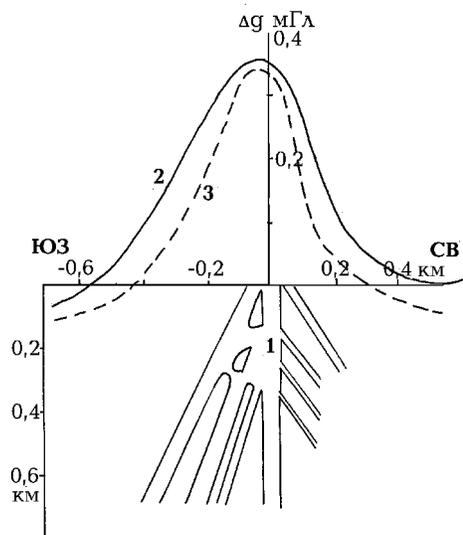


Рис. 38 Сравнение аномального гравитационного поля у Осевого разлома на Михайловском рудопроявлении с расчетным эффектом 1 - контур рудной зоны [97], 2,3 - гравитационное поле: 2 - аномальное, 3 - расчетное.

7. Поэтому необходимо выделить более локальные признаки участков, перспективных на оруденение. Наиболее подходящими на эту роль представляются места на термальном куполе, в которых Осевой разлом пересекается поперечными тектоническими нарушениями. Здесь возникают зоны максимальной проницаемости для гидротерм. К одному из таких районов приурочено Михайловское рудопроявление.

По аналогии с Осевым разломом можно допустить, что поперечные нарушения также отмечаются отрицательными аномалиями, хоть и менее значительными (см. выше). Весь характер обработки данных, приведший к расчету аномального поля, должен способствовать выявлению таких эффектов. Они выражены соответствующими изгибами изолиний. По этому признаку в пределах термального купола и у его границ можно обнаружить 5-10 предполагаемых нарушений. (Около 10 нарушений могут быть намечены и далеко за пределами купола, но в их выделении нет большого смысла.) Часть из них совпадает или территориально близка к установленным ранее [38,39] по результатам анализа гравитационного и магнитного полей. С частью совпадают металлометрические аномалии, обычно характеризующие зоны гидротермальной минерализации Донбасса [38,39].

4.2.3. Прогноз перспективных участков Ольховатского рудного поля по гравиметрическим данным

Предшествующий анализ геолого-геофизической информации по Ольховатскому рудному полю показал, что в качестве диагностических признаков золоторудных зон могут быть использованы: один общий - принадлежность к термальному куполу и два конкретных - положительная аномалия интенсивностью около 0,4 мГл (часть эффекта может быть связана с сокращением мощности молодых осадков и присутствовать не во всех частях рудного поля) и место пересечения Осевого разлома поперечными (в районах, где положительная аномалия

может быть “закранирована” отрицательным эффектом Осевого района, вызванным разуплотнением, прежде всего у поверхности, из-за повышенной трещиноватости и доступности пород для факторов выветривания). В месте пересечения предполагается рост проницаемости для гидротерм. Секущие разломы проявляются в гравитационном поле небольшими отрицательными аномалиями.

Естественно, второй диагностический признак гораздо менее определен, т.к. вытянутые слабые отрицательные аномалии могут вызываться и другими причинами и, кроме того, разлом, сопровождаемый сейчас приповерхностной зоной разуплотненных пород, не обязательно был проницаем (и вообще - не обязательно существовал) во время циркулирующей гидротерм.

Рассмотрение геологической карты участка Главной антиклинали Донбасса, охваченного гравиметрической съемкой м-ба 1 : 10 000 (автор – В.Ф.Заря), позволяет утверждать, что в районе Михайловского рудопроявления наблюдается характерное сочетание тектонических нарушений. В зоне Осевого разлома пересекаются субширотные (Рудный, Флексурный, Никишинский и др.) и субмеридиональные (менее значительные) дизъюнктивы. Основной - Осевой - разлом сопровождается субпараллельными ему Орловским и Михайловским (?). Связь рудопроявления с пересечением трех разломов указанного простирания демонстрируют и региональные данные [2]. В работе [51] отмечена приуроченность магматических образований многих периодов активизации Донбасса к пересечениям широтных и меридиональных разломов. Возможно, именно такое пересечение обусловило максимальную проницаемость сводовой части антиклинали в период гидротермальной деятельности. На это указывают и результаты тектонофизических исследований.

Геологически установленные нарушения в районе рудопроявления на карте аномального гравитационного поля отмечаются заметными или очень слабыми отрицательными аномалиями. Следует отметить, что распространен вариант их “корреляции со смещением”: аномалия протягивается параллельно линии выхода разлома на поверхность. Смещения достигают 100-200 м. По имеющимся данным причину определить невозможно, т.к. неясна геологическая основа выделения секущих разломов. Ни один из них не сдвигает пересекаемые реперные пласты известняка и угля, что трудно объяснить в ситуации крутого падения тех и других. Возможна и неточность привязки объектов на сравниваемых картах. Таким образом, следует допустить возможность отклонения линий выходов разломов на поверхность от их “гравитационного следа” и уже по этой причине считать точность выделения перспективных участков ограниченной.

Кроме того, на участке пересечений длиной около 1,5 км располагается одна зона Михайловского рудопроявления с промышленными концентрациями золота (известными в настоящее время) длиной около 0,75 км. Т.о. перспективность участков, выделенных по признакам пересечения, не более 50% даже в пределах термального купола. За этими пределами она ниже. Однако считать ее нулевой нет оснований. Выделение термального купола по гравиметрическим данным представляется вполне надежным. Но точные границы объекта не могут быть установлены, т.к. аномалия купола - результат суперпозиции эффектов двух источников поля с разными знаками аномальной плотности и неизвестной формы. Таким образом, вполне реальна зона неопределенного размера по краям купола, где его присутствие возможно, но не обязательно. Геологические данные указывают на вероятность такой ситуации к северо-западу от Михайловского купола (здесь в отдельных точках есть сведения о подъеме границ зон литификации пород карбона [2]). Вид аномального гравитационного поля к северо-западу от термального купола, предполагаемого за юго-восточной границей участка, также можно истолковать как качественное указание на ослабленное продолжение “купольной

Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на золотое оруденение.

аномалии” (см. выше). В хорошо проницаемых зонах возможно, вероятно, и “телегидротермальное” оруденение (в смысле удаленности от источника по горизонтали), связанное с резервуаром растворов купола, но находящееся не непосредственно над ним. Из-за большого эрозионного среза (порядка 4 км из 6-7 км полной глубины кровли интрузии под поверхностью Земли, имевшейся в киммерийское время) удаление едва ли превосходит первые километры от границы купола.

Из приведенных соображений следует, что необходимо детально проанализировать поле частей Ольховатского участка, включающих термальный купол и территорию, примыкающую к нему и к гипотетическому термальному куполу за юго-восточной границей участка. Практически выбраны площади на ПК 4-16 и 26-31,6, т.е. около 17 км длины участка из 31,5 км. Для них индивидуально (и точнее, чем прежде) подбирались и снимался фон.

После снятия фона рассматривались сформулированные выше критерии применительно к остаточному полю. Выделялись участки, которые можно ранжировать (приписать им ту или иную категорию достоверности в смысле перспективности обнаружения в их пределах оруденения) в убывающей последовательности:

1. Положительные аномалии интенсивностью около 0,4 мГл и выше в пределах купола.

2а. Участки пересечений в пределах купола.

2б. Положительные аномалии указанной интенсивности вблизи купола.

3. Участки пересечений вблизи купола.

4. Участки пересечений и положительные аномалии вдали от купола.

Результаты анализа гравитационного поля представлены на рис. 39 и 40.

Северо-западный участок охватывает территорию пикетов по у 4-16 и х - $\pm 1,6$ км (нулевое значение х – у Осевого разлома, положительные - северо-восточнее него). По характеру фона он был разбит на две части. Основания для разделения следующие. Примерные границы Михайловского термального купола у = от 8 до 13, х = $\pm 1,6$, у = от 13 до 16, х = от 0 до -1,6. Вместе с этой территорией рассмотрена и прилегающая: у = 13 ÷ 16, х = 0 ÷ 1,6. Поэтому расчет фона усложнился: он отражает ситуацию на куполе, вне него и в переходной зоне. Естественно, рассчитанный фон включает обе обнаруженные ранее составляющие: региональную и структурную. В юго-западной половине видна только региональная составляющая, влияние термального купола практически уравнило поле в центре и на периферии участка. Эта ситуация сохраняется и на северо-восточной половине, пока под ней находится купол (у = 8 ÷ 13). За его краем поле на периферии северо-восточной половины эволюционирует к виду, типичному для Главной антиклинали вне купола.

Используя один алгоритм расчета фона, его в рассматриваемой части участка можно описать как (уровень поля условный):

$$\Delta g_{\phi} = 1,2 + 0,28 (y - 8) \quad 8 \leq y \leq 12 \quad 1,6 \geq x \geq -1,6 \quad (30)$$

$$\Delta g_{\phi} = 2,3 + 0,325 (y - 12) \quad 12 \leq y \leq 16 \quad 0 \geq x \geq -1,6 \quad (31)$$

$$\Delta g_{\phi} = 2,3 + (0,325 - 0,19x)(y - 12) \quad 12 \leq y \leq 16 \quad 1,6 \geq x \geq 0 \quad (32)$$

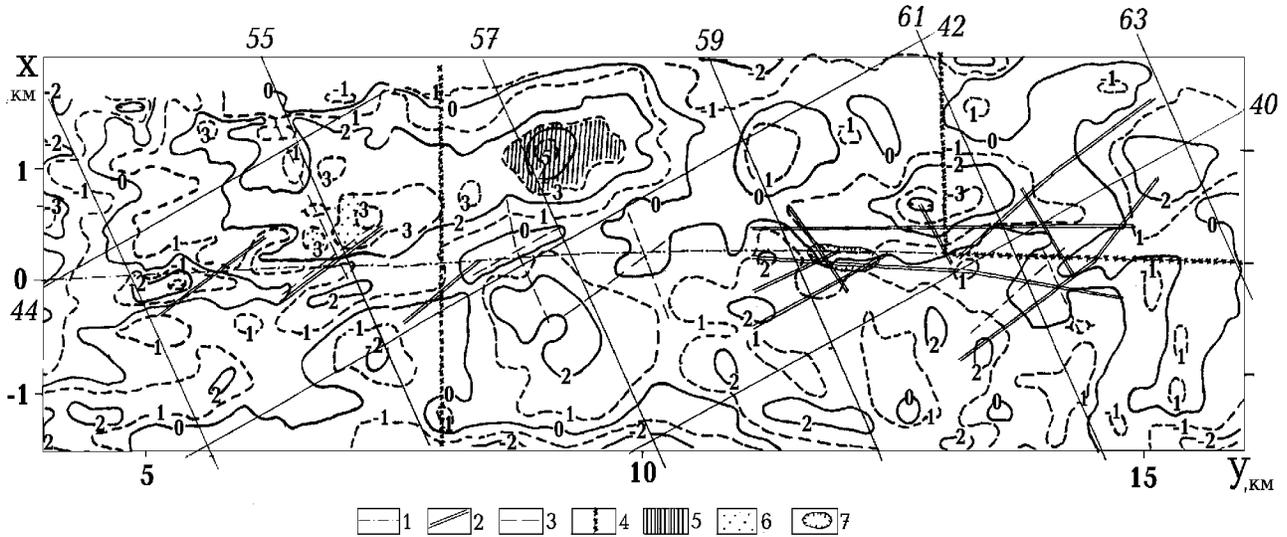


Рис. 39. Распределение аномального гравитационного поля на северо-западном участке (изолинии - в 0,1 мГл)

1- Осевой разлом, 2 - разломы, установленные по геологическим данным, 3- разломы, предполагаемые по гравиметрическим данным, 4 - границы термального купола, 5 - положительная гравитационная аномалия в пределах термального купола, 6 - положительная гравитационная аномалия вне термального купола, 7 - зона оруденения Михайловского рудопроявления.

Сохранение одного алгоритма для всего участка расчета фона создает небольшую положительную аномалию в юго-западной половине. Ее интенсивность увеличивается от 0 на пк 8 до 0,1 мГл на пк 12 и сокращается вновь до 0 на пк 16. Это незначительная величина, т.к. погрешность съемки составляет 0,05-0,06 мГл, что фактически равно среднему значению искажения фона. Отклонение от фона (по указанной причине и под влиянием случайных помех - разуплотненных зон разломов, изменений мощности верхнего слоя молодых пород и пр.) составляют в среднем около 0,07 мГл. При осреднении исключены аномалии, т.е. отклонения, намного превосходящие двойное среднее. Следовательно, снятие фона заметно не сказалось на точности определения разностных (аномальных) величин. Изолинии можно проводить через 0,2 мГл. На рис. 39 и 40 показаны и вспомогательные изолинии, проведенные штрихом через 0,1 мГл.

Вторая часть северо-западного фрагмента Ольховатского участка ($y = 4 \div 8$) представляет собой область перехода от поля купола к полю нормальной части Главной антиклинали (рис. 39), возможно, осложненную влиянием периферийных проявлений термального уплотнения, связанного с частью Михайловского купола или другого близкого по характеру объекта. Соответственно, фон, учитывающий обе составляющие (см. выше), определялся по алгоритму:

$$\Delta g_{\phi} = 1,2 + 0,1(y - 8)(1 + 0,0375|x| + 0,0125 x^2) \quad (33)$$

Естественно, на границе частей северо-западного участка ($y = 8$) значения фона для двух алгоритмов совпадают.

Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на золотое оруденение.

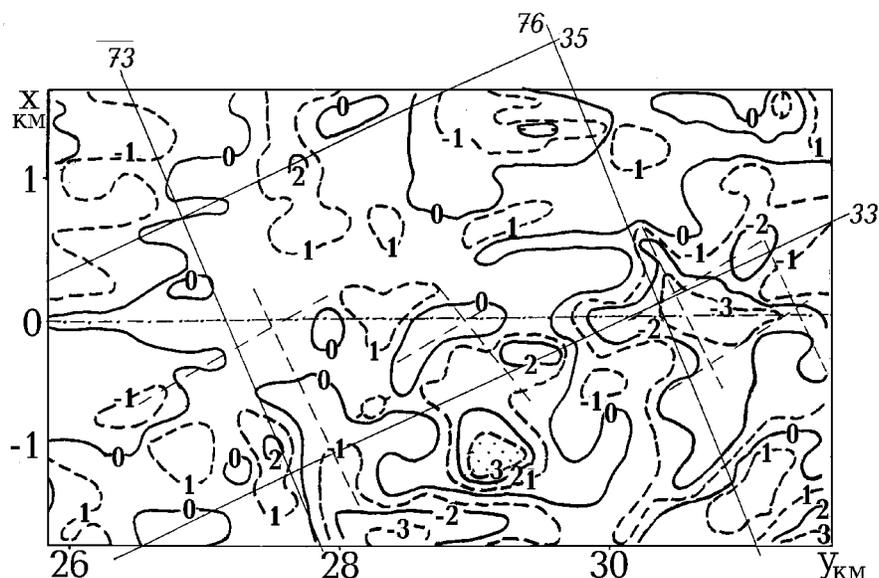


Рис. 40. Распределение аномального гравитационного поля на юго-восточном участке (изолинии - в 0,1 мГл) Условные обозначения см. на рис. 39.

Выбор фона для второй части участка мог бы быть и несколько иным. Предпочтение одного из двух вариантов зависело от ответа на вопрос: как оценивать значения поля на его границе ($y = 4$) - как отрицательную аномалию или проявление осложнения фона. Выбран первый вариант, он кажется более отвечающим общей картине. Принятие второго варианта привело бы только к незначительному росту аномалий (на 0,1 мГл на пк 4 со спадом до 0 на пк 8).

В аномальном поле участка выделяются прежде всего элементы, возможно, отражающие блоковое строение Главной антиклинали. Блоки видны по обе стороны от Осевого разлома, их размеры - 1,5-2 км, количество на участке - 6. В каждом к центру аномальное поле растет до 0,1-0,3 мГл, между блоками - понижается. Эти возмущения логично считать непредвиденными, но достаточно достоверными элементами фона. Строго говоря, возникновение дополнительных максимумов вполне объяснимо на куполе: они отражают отличие фона в его пределах от "наклонной плоскости", т.е. показывают, что влияние купола даже на расстояниях от центра менее $\pm 1,6$ км не приводит к точной компенсации структурной аномалии Главной антиклинали. С погружением кровли интрузии (объекта с отрицательной аномальной плотностью) от центра к периферии антиклинали ее эффект сокращается быстрее, чем эффект менее глубокой и более полого погружающейся литогенетической границы.

Приведенные соображения касаются только территории термального купола. Поэтому не могут считаться исчерпывающе объясняющими ситуацию: ведь и за его пределами, хоть и в менее явном виде, отмечается повышение поля в центральных частях предполагаемых блоков (рис. 39).

На рассмотренном фоне обнаружены две значительные отрицательные аномалии (рис. 39), вытянутые параллельно Осевому разлому и находящиеся на небольшом расстоянии от него. В обоих случаях на геологической карте с ними совпадают или находятся рядом (см. выше) нарушения, оперяющие Осевой разлом или секущие его. Возможно, сочетание зон дробления и аномального выветривания пород в пределах нескольких нарушений,

складываясь, способно привести к такому эффекту. Для этого достаточно слоя с избыточной мощностью 20 м на площади шириной 200 м с разуплотнением $0,35 \text{ г/см}^3$, что реально.

В центре одного из блоков северо-восточнее Осевого разлома положительная аномалия достигает 0,55 мГл при типичной 0,2 мГл. Представляется вполне вероятной ее рудная природа. Центр аномалии - в пределах купола (примерно $y = 9,1$, $x = 0,9$), перспективность выделенного участка - максимальная.

По относительному понижению поля можно выделить много нарушений, параллельных Осевому разлому и секущих его. Ограничимся имеющими прогностическое значение пересечениями, исключив из рассмотрения участок Осевого разлома на ПК 11,5-13,5, где геологически подробно изученная система разломов в основных чертах не противоречит гравитационному полю.

В пределах купола (категория 2а) выделены участки на ПК $y = 8,7, 10, 14,1$, вблизи купола - $y = 7$. К северо-востоку от последнего пункта ($x = 0,2 \div 0,6$) фиксируется заметная положительная аномалия (0,3 мГл), которая, однако, не достигает нужного отличия от обычных повышений поля в центральных частях блоков для того, чтобы быть диагностическим признаком перспективного участка. В целом достоверность всего района ПК 7 можно оценить как 2б-3.

Юго-восточный участок включает территорию на ПК $y = 25,8 \div 31,5$, $x = \pm 1,6$. Региональный фон здесь отсутствует (см. выше). Структурный фон выражен очень отчетливо, включая окрестности ПК 31, т.е. у юго-восточного края всего Ольховатского участка, где предполагалось появление эффекта термального купола. Вероятно, при построении индивидуального фона для юго-восточного участка (в отличии от фона всей Ольховатской площади) этот эффект может быть малозаметен, так как из рассмотрения исключено поле на ПК по x более 1,6 (см. рис. 34). Такой вывод указывает по крайней мере на то, что термальный купол в ситуации отсутствия информации юго-восточнее ПК 31,5 нельзя считать расположенным на участке или вплотную у края участка. Соответственно снижаются все оценки вероятности связи выявляемых особенностей поля с оруденением, они не поднимаются выше категории 3 или 4.

Поведение гравитационного поля на участке типично для Главной антиклинали: спад поля на периферии. Но фон не совсем симметричен и на него наложены значительные локальные аномалии.

Подробно рассчитанный фон участка представлен как

$$\Delta g_{\phi} = 0,02 - 0,367|x + 0,2| - 0,12(x + 0,2)^2 \quad (34)$$

от условного уровня на Осевом разломе, принятого постоянным для всего участка. Но и в этом случае необходимо считаться с некоторой неучтенной составляющей. Она представляет собой незначительное повышение фона к центру участка. Без нее аномалии на краях участка будут занижены на несколько сотых долей мГл. Для целей проводимого анализа дополнительная коррекция лишена смысла.

Аномальное поле после снятия фона представлено на рис. 40. Эффекты гипотетических блоков антиклинали на участке просматриваются очень слабо. Следует, вероятно, признать, что такое деление структуры подчеркивается (или создается?) при образовании термального купола. Все же можно примерно наметить три блока с размерами, близкими к полученным на северо-западном участке. Аномалии в центральных частях этих образований составят (исключая максимальную, о которой - ниже) $0,15 \pm 0,05$ мГл.

Можно выделить три пункта пересечений на $y = 27,5, 29$ и $30,5 \div 31,4$. К юго-западу от центрального из них ($x = -1$) располагается положительная аномалия, в пределах которой

Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на золотое оруденение.

поле достигает 0,35 мГл. Это заметное отличие от фона, хотя и не достигающее указанной выше величины.

Таким образом, проведенный анализ гравитационного поля позволил вычленил из Ольховатского участка часть территории, наиболее подходящую для детального исследования и найти в ее пределах пункты с разной перспективностью для поисков оруденения. Возможно (при появлении какой-либо априорной информации) есть смысл привлечь к рассмотрению и поле на территории непосредственно юго-восточнее Михайловского купола - $пк у = 16 \div 20$.

Конечно, геологическая проверка выделенных пунктов имеет смысл только при совпадении с перспективными участками, обнаруженными другими методами. Ведь возможность значительных искажений гравитационного поля разными локальными помехами прежде всего приповерхностного характера довольно велика.

4.3. Анализ гравитационного поля Бобриковского участка

Участок занимает территорию площадью около 25 км², охватывая часть Бобриковской антиклинали Нагольного кряжа длиной (по оси) около 7 км.

Расположение элементов геологической структуры участка (изгиб оси антиклинали - прежде всего) позволяют использовать для обозначения положения пункта в его пределах разные системы пикетажа. Наиболее простой представляется совпадающая с прямоугольными координатами. В их значениях, приводимых ниже, для краткости отброшены все цифры целых километров кроме последней. Соответственно, участок занимает территорию с пикетами по У (по долготе) - 14-19,9, по Х (по широте) - 6,4-10,9. На участке выполнена гравиметрическая съемка м-ба 1 : 10 000 с погрешностью рядовой сети около 0,08 мГл .

Ранее автором уже проводился анализ гравитационного поля вокруг Бобриковского золоторудного месторождения (“штокверк”), но он охватывал только небольшую территорию (около 2,5 км²) [26] и был направлен на построение эталонной модели рудной зоны. Полученные результаты позволили только на полуколичественном уровне ответить на вопрос о существовании аномалии над месторождением и согласовании ее расчетной величины с наблюдаемой. Расчетная аномалия составила около 0,2 мГл. Были определены аномальные зоны к юго-западу от штокверка, где возмущения достигали той же или большей величины и, возможно, имели рудную природу.

Рассмотрение большего массива данных и опыт, полученный при анализе гравиметрической информации на Ольховатском рудном поле (см. выше), позволяют сформулировать задачу поискового характера: выявления районов, перспективных для обнаружения зон минерализации, с которыми связано золотое оруденение, в пределах Бобриковского рудного поля. Могут быть несколько пересмотрены и плотностные параметры эталонной модели в сторону незначительного снижения общего уровня σ и роста контраста между рудными зонами и вмещающими породами.

Анализ результатов подбора плотности промежуточного слоя при расчете аномалии Буге привел к выводу о ее величине около 2,67 г/см³. Приведенные материалы (Некрут, 1993) показывают, что это значение можно увеличить на 0,01-0,02 г/см³. Кроме того, часть рельефа сложена малоплотными породами коры выветривания ($\sigma = 2,54$ г/см³) или четвертичными и неогеновыми отложениями ($\sigma = 2,2$ г/см³). Поэтому реальная плотность коренных пород на большей части Бобриковского участка вне территории термального купола (см. ниже) составляет около 2,7 г/см³, что полностью отвечает достигнутому ими уровню литогенетических преобразований [51]. В пределах термального купола (точнее - на его окраине) плотность пород до глубин 2-3 км можно оценить по образцам керна скважины Б-1: 2,72-2,74 г/см³. Контраст плотности вмещающих пород с плотностью рудных зон,

учитывающий их несплошной, штокверковый характер, составляет около $0,09 \text{ г/см}^3$. Это позволяет ожидать положительных возмущений гравитационного поля над ними около $0,3 \text{ мГл}$ (оценка сделана без учета аномалии, вызываемой относительным уплотнением коры выветривания, с учетом этого фактора аномалия достигает $0,4 \text{ мГл}$).

Сравнение гравитационного поля участка с полем более обширной территории показывает, что региональная гравитационная аномалия в его пределах отсутствует. Впечатление ее наличия [26] связано с тем, что реально существующий региональный спад поля на юг, к Приазовскому массиву, совпал на участке с элементом структурного фона. На небольшой изучавшейся территории ($2,5 \text{ км}^2$) их нельзя было различить. Рассмотрение данных для всего Бобриковского участка, совпадение поля с установленным на юго-восточной части Главной антиклинали (где оно объяснено выше) позволяют предложить для участка такую структуру гравитационного поля:

1. Структурный фон связан с негоризонтальностью фронта литогенеза в Бобриковской антиклинали и малоплотными породами крупной неогеновой мульды в южной части участка.

2. Вытянутые (реже - изометричные) локальные отрицательные аномалии связаны с постоянными и временными водотоками (вернее - с малоплотным четвертичным алювием, заполняющим их долины). Образование аномалий за счет неверного введения поправки Буге при реальном рельефе практически исключено.

3. Около 30% площади участка занимает положительная аномалия, связанная предположительно с термальным куполом, в пределах которого могут располагаться и локальные положительные возмущения поля рудной природы.

Таким образом, для достоверного выявления аномалии термального купола необходимо убрать структурный фон. В основу этой операции были положены следующие соображения.

Плотность пород, прошедших литогенез при температуре 175°C [51 и др.] ($2,75 \text{ г/см}^3$) достигается, судя по измерениям на керне скважины Б-1, на глубине около 3 км. Скважина пробурена практически на оси антиклинали у края предполагаемого термального купола, где глубина изоплотностной поверхности не должна быть еще существенно искажена. Считая поведение поверхности стратиформным, примем ее погружение на север и северо-восток (в разных частях антиклинали) под углом около 30° , на другом крыле - 40° . В месте наибольшего воздымания шарнира складки примем подъем изоплотностной поверхности по сравнению с западным и восточным краями участка примерно на 300 м. Введем также контраст плотности, опробованный ранее для Ольховатской антиклинали, - $0,055 \text{ г/см}^3$. Конечно, такая модель содержит неточные или неопределенные элементы, ее применимость должна быть подтверждена сравнением с наблюдаемым полем. Проверка показала, что согласование достижимо без всякого изменения (усложнения) модели (см. ниже).

Второй источник структурного фона - обширная неогеновая мульда на южной окраине участка. По имеющимся геологическим данным (Некрут, 1993 и др.) известен ее северный край, приуроченный к разлому, есть сведения о том, что глубина неогенового прогиба в этом районе может достигать $40 \pm 10 \text{ м}$. Это значение относится к увеличению мощности поверхностного низкоплотного слоя. Полная его толщина в мульде может составлять в пределах участка и 60 м, но вне мульды имеется такой же слой мощностью минимум 10 м.

Распределение конкретных глубин и форма дна мульды неизвестны. В модели они были приняты изменяющимися (без фактического обоснования), что обеспечило лучшее согласование расчетного и наблюдаемого полей. Естественно, это не может служить аргументом в пользу южной части модели структурного фона. Но для целей проводимого исследования важна такая ее черта как значительный размер элементов по сравнению с

Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на золотое оруденение.

искомыми рудными объектами. На пк $y = 14-17$ максимальная глубина принята равной 30 м, 17-18 - 40 м, 18-19,5 - 50 м, 19,5-20,5 - 40 м. Достижение этой глубины было принято на расстоянии 0,5-1,0 км от северного края мульды. Расчетный фон описанного объекта изменялся весьма плавно, локальные аномалии не появлялись.

Общий уровень расчетного поля подобран по согласованию с наблюдаемым в нескольких точках (конечно, в восточной части участка, где предположительно не сказывалось влияние термального купола), в которых не было заметных локальных аномалий.

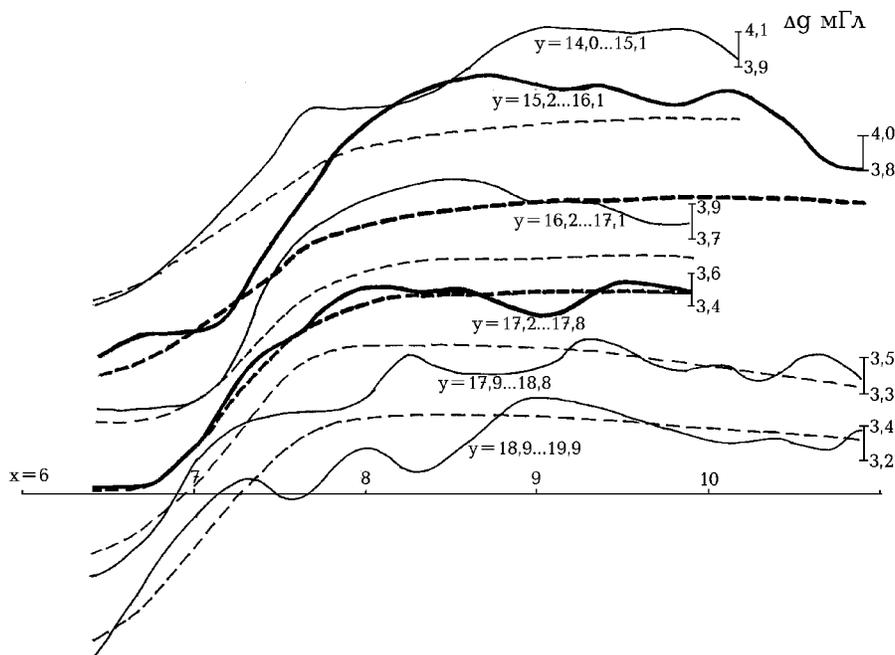


Рис. 41. Сравнение осредненных значений (уровень условный) наблюдаемого гравитационного поля (сплошные линии) с расчетными значениями структурного фона (штриховые линии) на Бобриковском участке.

Результаты сравнения расчетного фона с наблюдаемым полем демонстрирует рис. 41. На нем приведены наблюдаемые значения в нескольких частях участка, осредненные по широте. Части сопоставимого размера выбраны таким образом, чтобы каждая характеризовала гравитационное поле предположительно близкой природы. С востока на запад: $y = 19,9-18,9$ и $17,9-18,8$ представляют районы, далекие от термального купола и характеризующиеся полем с большими отрицательными аномалиями севернее мульды (о них - ниже), $y = 17,2-17,8$ - вне купола и без значительных отрицательных аномалий, $y = 16,2-17,1$ - характеризует восточную периферию термального купола, $y = 15,2-16,1$ - охватывает центральную часть купола, $y = 14-15,1$ - западную периферию купола.

В осреднение включены все результаты измерения гравитационного поля на участке и все вычисленные значения фона. Поэтому представленная на рис. 41 картина полно характеризует соотношение этих двух массивов данных. Очевидно, что на большей части территории вне купола фон объясняет наблюдаемое поле. Их среднее расхождение вне локальных аномалий составляет около 0,10-0,12 мГл (конечно, при сравнении индивидуальных значений, а не результатов осреднения), большая часть этой величины

связана с погрешностью измерения поля. (0,08 мГл). На остальной части участка располагается крупная положительная аномалия (интенсивностью до 0,75 мГл), предположительно связанная с термальным куполом.

Таким образом, рассчитанный фон вполне пригоден для использования. После его устранения получено остаточное поле, показанное на рис. 42. Значение изолинии проведены через 0,3 мГл, вспомогательные - через 0,15 мГл.

На рис. 42 видно, что кроме упомянутого крупного возмущения на участке отсутствуют значащие положительные аномалии. Исключение - поле в юго-восточном углу. Оно может быть связано с особенностями изменения мощности неогена, не учтенными в модели. Зато широко распространены отрицательные аномалии. Некоторое общее понижение поля восточной половины участка будет рассмотрено ниже. Здесь остановимся на локальных аномалиях.

На рис. 42 показаны различные водотоки, имеющиеся на территории участка. Со многими из них совпадают отрицательные аномалии. Наиболее значительная протягивается вдоль р. Сотова в восточной половине участка и достигает 0,2 мГл. Для ее обеспечения необходима избыточная мощность малоплотных осадков в долине реки около 10 м, что представляется реальным. Другим водотокам отвечают менее значительные отрицательные возмущения, которые часто просматриваются лишь при построении дополнительных (в принципе - недостоверных) изолиний остаточного поля с шагом 0,1 мГл и не всегда видны на рис. 42. Их природа не вызывает сомнений. Менее понятны две интенсивные отрицательные аномалии (до 0,5 мГл) в юго-восточной части участка. Хотя с ними частично совпадают долины ручьев, они скорее в основном вызваны изометричными впадинами фундамента другого происхождения.

Со многими водотоками (и отрицательными аномалиями гравитационного поля) совпадают геологически установленные разломы. В местах их пересечений встречаются особо интенсивные аномалии. Устранить их расчетным путем затруднительно, если вести речь о достоверном решении прямой задачи гравиразведки: для этого необходима априорная информация о мощности малоплотных отложений по всему участку, а она отсутствует даже в наиболее изученной его части. Но аномалии вполне можно использовать как индикатор разломов. Собственно, уже по сети водотоков видны характерные черты нарушений, отмеченные при тектонофизических исследованиях Бобриковской антиклинали [4]. Распространены разломы, параллельные Осевому и нормальные к нему. Менее явно (но все же вполне различимо) просматриваются нарушения субмеридионального простирания.

Перечисленные ориентировки нарушений отчетливо обнаруживаются и на геологических картах регионального масштаба в пределах территории Нагольного кряжа [65 и др.]. Они возникли на этапе складчатости и после нее [4], поэтому могли создавать зоны проницаемости для циркуляции гидротерм в период формирования оруденения.

Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на золотое оруденение.

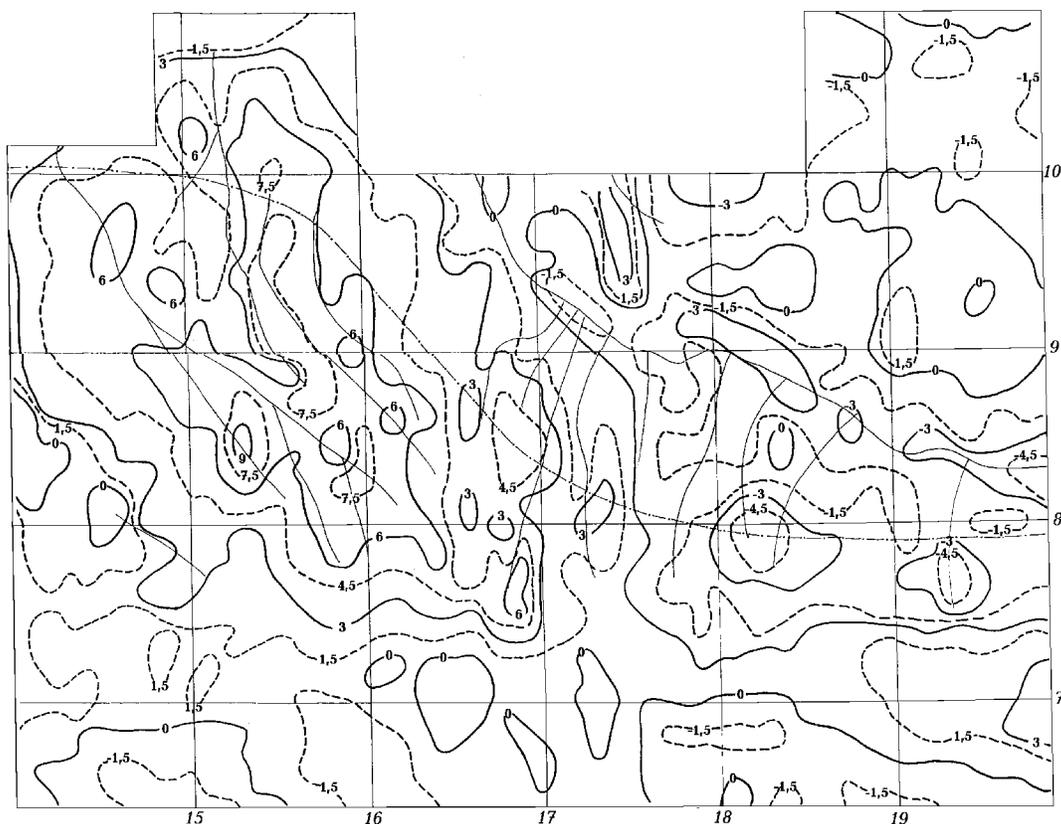


Рис. 42. Карта остаточных аномалий поля силы тяжести (после снятия структурного фона) Бобриковского участка (изолинии - в 0,1 мГл).

-4,5- - изолинии аномального поля, -.- - ось Бобриковской антиклинали, -.-.- - линии водотоков (постоянных, временных и прерывистых).

Более подробный анализ сети разломов рационально провести после рассмотрения главной положительной аномалии - возмущения термального купола. Ее простирание в целом согласно с простиранием оси антиклинали в центральной части участка (т.е. северо-запад - юго-восток), в месте изменения простирания оси в северо-западной части участка аномалия термального купола сечет ось антиклинали, сохраняя прежнее простирание. Таким образом, термальный купол приурочен скорее не к антиклинали, а к разлому, сопровождающему часть шарнира этой складки. Основная часть купола явно располагается юго-западнее разлома.

Структура аномалии заметно отличается от изученной на Ольховатском участке: максимум остаточного возмущения достигается не на периферии, а в центре, на небольшом расстоянии от осевого разлома. Как показано на Ольховатском участке, возмущение поля на термальном куполе связано с двумя объектами с аномальными плотностями разного знака: "избыточно" литифицированными породами карбона высокой плотности и малоплотными гранитоидами (?) нижележащей интрузии, которая и вызвала перегрев и литификацию. Ее кровля располагается на 2 км глубже фронта литификации при температуре 175°C (т.е. на 5 км), мощность (по аналогии с Михайловским термальным куполом) - не менее 5 км.

Выше интрузии плотность в среднем составляет 2,73 г/см³, что на 0,035 г/см³ выше фоновой. Породы с такой аномальной плотностью распространены в модели (из-за

отсутствия более определенной информации) во всем интервале глубин от поверхности Земли до гравитирующей границы в недрах антиклинали (см. выше). На всей территории, где представлены плотные породы, в интервале глубин 5-10 км они подстилаются интрузией с отрицательной аномальной плотностью пород около $0,12 \text{ г/см}^3$.

Задачей последующего моделирования был подбор контура термального купола. Конечно, использованная модель очень упрощает реальную ситуацию, но с ее помощью без изменения принятых аномальных плотностей удастся объяснить значения остаточного поля в северо-западной части участка (рис. 43).

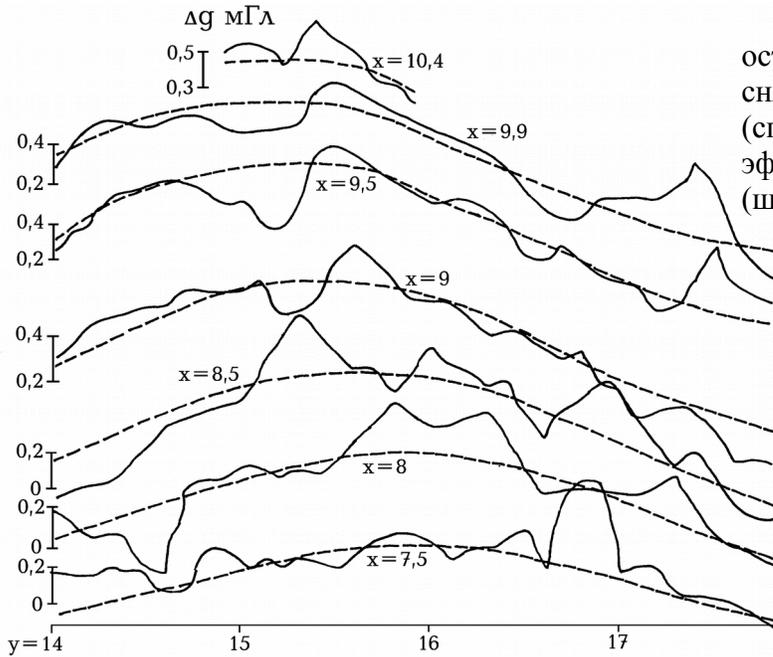


Рис. 43. Сравнение остаточных аномалий после снятия структурного фона (сплошные линии) с эффектом термального купола (штриховые линии).

Дополнительным контролем явилось сопоставление с расчетным эффектом купола значений остаточного поля в восточной части участка. Дело в том, что за пределами купола связанная с ним аномалия меняет знак (сказывается преимущественно влияние глубинного разуплотненного объема - интрузии). С приближением к восточному краю участка расчетный отрицательный эффект достигает $0,15-0,20 \text{ мГл}$, что неплохо согласуется с пониженным уровнем остаточного поля этого района (рис. 42). С учетом влияния купола оно в целом становится ближе к нулевому. Это соображение - качественное, но все же несколько подкрепляет достоверность принятой модели.

Результаты устранения из остаточного поля эффекта термального купола и его примерные контуры показаны на рис. 44. Сравнение аномалий с приведенными на рис. 43 показывает, что внесение эффекта купола не продуцирует дополнительных локальных возмущений: они полностью определяются рельефом остаточного поля. Поэтому на карте можно (рис. 44) сохранить те же изолинии: достоверные через $0,3 \text{ мГл}$ и вспомогательные через $0,15 \text{ мГл}$.

Для поисков отрицательных локальных аномалий, связанных с разломами, были проведены и дополнительные изолинии через $0,1 \text{ мГл}$. Их систематические изгибы вместе с изгибами основных изолиний дали возможность проследить малозаметные отрицательные возмущения по всей длине разломов. На рис. 44 эти изолинии (через $0,1 \text{ мГл}$) не вынесены.

Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на золотое оруденение.

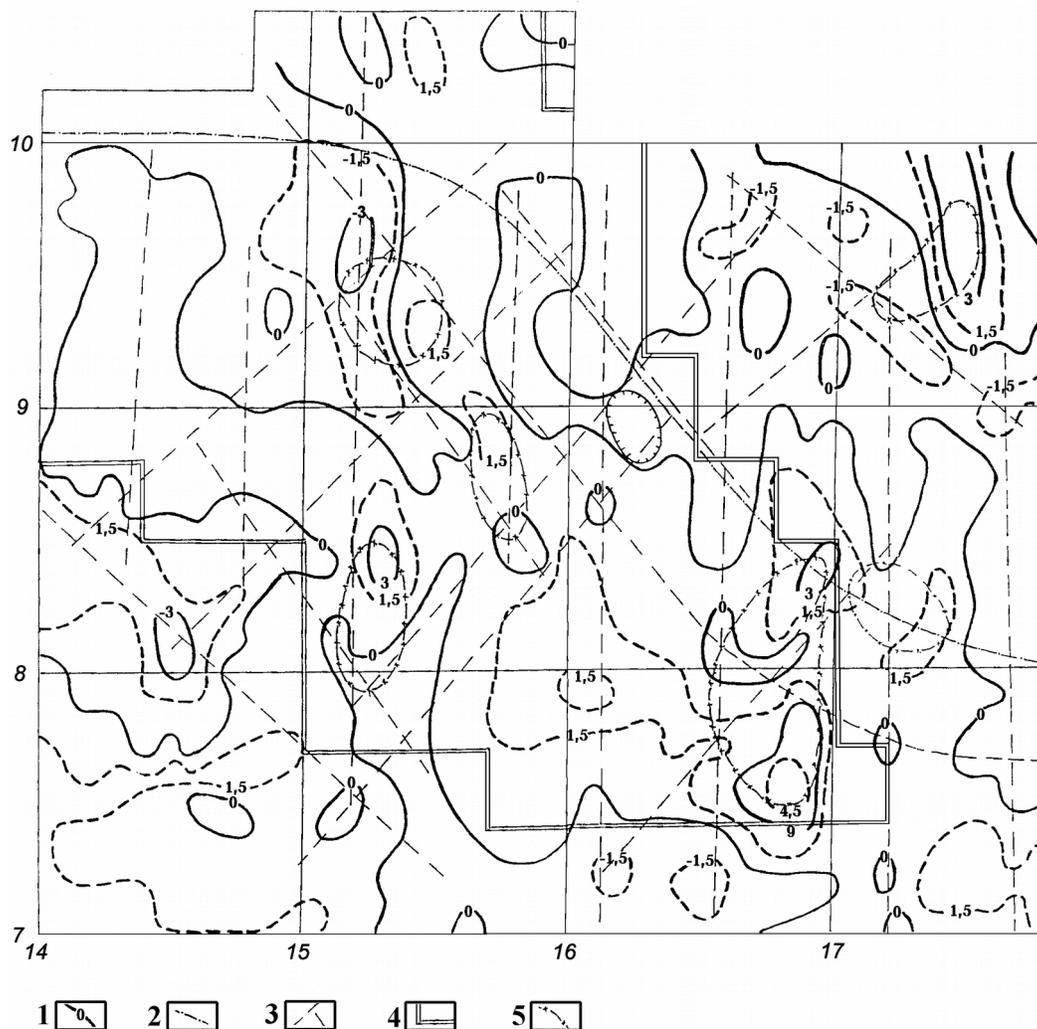


Рис. 44. Карта остаточных аномалий поля силы тяжести (после снятия структурного фона и эффекта термального купола) западной части Бобриковского участка (изолинии - в 0,1 мГл).

1 - изолинии аномального поля, 2 - ось Бобриковской антиклинали, 3 - разломы по гравиметрическим данным, 4 - примерные границы термального купола, 5 - примерные границы перспективных зон по гравиметрическим данным.

Рудный штокверк на карте не выделяется специальной положительной гравитационной аномалией. Причина рассматривалась ранее [26], а по полученным при данном анализе сведениям можно добавить, что понижение поля в районе штокверка обусловлено влиянием разуплотненных зон нескольких проходящих здесь разломов. Штокверк располагается у трех тройных пересечений (далее - просто "пересечения") разломов: продольных, поперечных и меридиональных. Очевидно, здесь сформировалась наиболее обширная (на уровне современного эрозионного среза) зона высокой проницаемости для гидротерм, приведших к изменению и уплотнению пород, но, одновременно, и зона экранирования положительного гравитационного эффекта рудного тела. Если оруденение распространено шире (на глубине проницаемая зона может иметь

большие размеры), чем эффект разломов в точке пересечения, можно надеяться на появление обоих диагностических признаков - пересечения и положительной гравитационной аномалии рядом.

На участке в пределах купола выделено несколько таких зон (рис. 44). В двух северо-западных интенсивность положительных аномалий невелика (0,18-0,27 мГл), в расположенных южнее и трех, находящихся у осевого разлома (объединенных на рис. 44 двумя контурами, хотя один из участков формально находится вне купола), интенсивность достигает прогнозных величин: 0,30-0,49 мГл. Часть зон образует полосу согласного простирания на расстоянии около 600 м от оси складки. Именно здесь предполагается по геологическим данным крупное нарушение.

Еще одна перспективная зона намечается в северо-восточном углу рассматриваемой части участка (рис. 44) уже вне купола, но на сравнительно небольшом расстоянии от него. Она выделяется по тем же признакам - пересечению и положительной аномалии (до 0,42 мГл). Геологическая информация об оруденении в этом пункте автору неизвестна. Ошибки в снятии фона купола (рис. 43) едва ли могут обеспечить появление ложной аномалии такой интенсивности. Поэтому выделенную зону, наряду с расположенными на куполе, следует считать заслуживающей внимания. Конечно, ее прогнозное значение надо оценивать несколько ниже, чем зон на куполе.

Возможно, представляет интерес проведение еще одной операции обработки остаточного поля, о которой выше сказано, что она не может быть выполнена с приемлемой точностью. Речь идет об устранении отрицательного эффекта разломов. Его можно проделать на формальном уровне хотя бы для подтверждения реальности экранирования положительного гравитационного эффекта рудных тел.

Ранее для зоны Осевого разлома Главной антиклинали Донбасса с использованием геотермических данных (см. выше) было показано, что разуплотнение зоны должно составлять около $0,02 \text{ г/см}^3$ при большой глубине и мощности примерно 100 м. Ситуация на Бобриковском участке близкая, но менее определенная [26]. И здесь есть аномалия теплового потока примерно сходной интенсивности (до 75 мВт/м^2), правда, форма ее совершенно не изучена и фоновые значения известны только на большом расстоянии от Бобриковской антиклинали. По результатам тектонофизических исследований ширина зоны разлома оценена примерно в 100 м. Для “рядовых” нарушений примем вдвое меньшую ширину. Будем также считать, что у поверхности над разломом мощность малоплотных осадков увеличена на 5 м, на такую же величину увеличена мощность коры выветривания. Основной недостаток такой модели даже не в ориентировочности принятых параметров зон разуплотнения, а в их однородности по простиранию. Очевидно, что на самом деле приповерхностные проявления разломов изменяются от почти полного отсутствия (на размытой в настоящее время части территории из малоплотных образований может сохраниться только часть слоя выветрелых пород карбона) до мощного алювия р.Сотова (см. выше). Не учитывает модель и возможное усиление степени выветривания в особо проницаемых для поверхностных вод узлах пересечений.

Имеющиеся в Донбассе данные [1] позволяют характеризовать разуплотнение в зонах малоамплитудных (со смещениями 5-15 м) разломов следующим образом. Ширина зон пониженной плотности (только в песчаниках, в аргиллитах плотность не меняется) составляет 20-50 м, интенсивность разуплотнения (средняя для толщи при содержании в ней песчаника 20%) - около $0,02 \text{ г/см}^3$. Такой объект создаст отрицательную аномалию интенсивностью 0,05-0,10 мГл над центром только за счет собственно разуплотнения в зоне нарушения, без учета увеличения мощности осадков и коры выветривания.

Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на золотое оруденение.

Все сказанное позволяет считать, что операция снятия эффекта разломов не обеспечивает в каждой точке участка не только полного устранения искажений поля, но даже устранения основной их части (что вполне можно утверждать для рассмотренных выше операций по снятию эффектов структуры и термального купола).

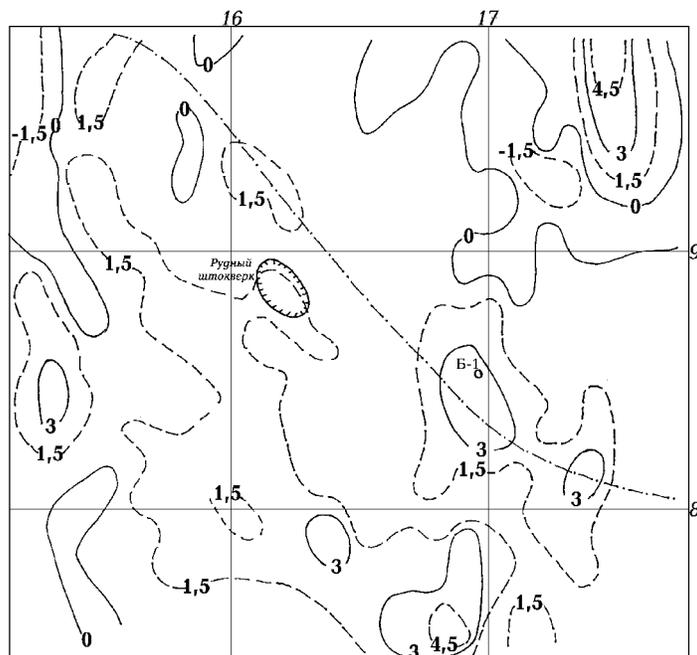


Рис. 45. Гравитационное поле перспективной части Бобриковского участка после снятия структурного фона, эффекта термального купола и разломов (изолинии - в 0,1 мГл).

При расчетах учтены все разломы, показанные на рис. 44, в пределах территории, на которой выделены перспективные площади (рис. 45). Видно, что сохранились некоторые отрицательные аномалии, но они нигде не достигают значимого уровня (во всех пунктах не выше 0,15-0,20 мГл при уровне значимости не менее 0,3 мГл). Напротив, значимых положительных аномалий стало больше по сравнению с показанными на рис. 44. Большую площадь (примерно 1,4 км² из общей площади 6,2 км²) занимают положительные возмущения гравитационного поля со значениями 0,15 мГл и больше. Они часто вдвое меньше прогнозной аномалии, связанной с рудной зоной, но, как сказано выше, точность последней редукции неопределенна. В пользу того, что эти небольшие аномалии могут отвечать рудным зонам, говорит совпадение одной из них со штокером. С другой стороны, большая интенсивность аномалий отнюдь не является гарантией золотого оруденения. В пределах одного из возмущений, достигающего значительного уровня (более 0,3 мГл), пробурена глубокая скважина Б-1 [65]. Она не встретила значительного золотого оруденения, хотя золото отмечено по всему разрезу, а выход керна составил всего 150 м (в интервале глубин 0-3000 м), а в верхней части (до 1500 м) - всего 1 м. Однако, концентрация сульфидов значительна, особенно - в интервале глубин 1-2 км, и может обеспечить наблюдаемое возмущение гравитационного поля.

Поэтому заслуживают внимания все выделенные на рис. 45 положительные аномалии. Они группируются в 3-4 полосы, простирающиеся согласно оси антиклинали при очевидной субмеридиональной приуроченности элементов полос. Одна может быть

прослежена вдоль Осевого разлома, вторая полоса - в 600 м к юго-западу от него, третья - примерно в 1200 м к юго-западу. Между осевой и ближайшей к ней полосами можно наметить еще одну, с частью которой связан изученный штокверк.

Особняком стоит аномалия в северо-восточном углу участка (на расстоянии 1200 м от осевого разлома) явно меридионального простираения.

Все перечисленные аномалии кроме последней могут быть достаточно определенно соотнесены с элементами оруденения участка, представленными в работе [26] на основе геологической модели [98]: двумя зонами верхнего рудного яруса юго-западного крыла антиклинали, приближающимися к поверхности на расстоянии 300 и 600 м от ее оси, нижним ярусом в 1200 м от оси и северным ярусом вблизи оси антиклинали в пределах ее северо-восточного крыла.

Представляется, что полученная при гравитационном моделировании информация по Бобриковскому участку может быть непосредственно использована (естественно, в комплексе с данными других методов) при изучении золотого оруденения.

Глава 5. Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на залежи.

Использование гравиметрических данных при поиске и разведке углеводородов (УВ) распространено довольно широко. В частности, подобные работы проводились и в Украине [95 и др.] - в Предкарпатском и Львовском прогибах, в ДДВ. 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.

Возможно и несколько иное, отличное от традиционного, применение гравиметрии в поисковом геофизическом комплексе, в основе которого лежит анализ происхождения углеводородов и процессов формирования месторождений. В этой главе рассматриваются некоторые результаты такого исследования, выполненного на части северо-восточного борта ДДВ в районе г. Харькова. Исследования этой направленности в данном регионе представляются в последние годы необходимыми, так как открывают перспективы обнаружения принципиально нового типа залежей УВ, не встречавшегося ранее в пределах Украины, в частности, месторождений УВ в трещиноватых породах кристаллического фундамента [69].

5.1. Активизация и нефтегазоносность

Современные данные о происхождении месторождений нефти и газа, в частности, в ДДВ, с полной определенностью демонстрируют их приуроченность к периодам тектонической и термальной активизации [14, 59 и др.]. Причем все значительные залежи возникли в периоды киммерийской и современной активизаций (возможна и заметная роль ларамийской). Более древние представлены, вероятно, лишь небольшими остатками залежей тяжелых нефтей, асфальта и малт. Современному этапу активизации обязаны своим происхождением Абазовское, Анастасьевское, Артюховское, Мачехское, Руденковское, Солоховское, Талалаевское, Шебелинское, Яблуновское и другие месторождения газа, конденсата и легкой нефти. “...важный критерий высокопродуктивных зон генерации УВ - повышенная тектоническая активность региона в настоящее время...” [69, стр. 48]. Впрочем, не исключено, что молодые месторождения представляют собой результат не новообразования, а перераспределения углеводородов, возникших в герцинское время при максимальном прогреве наиболее богатой органикой толщи раннего карбона [14].

Возраст залежей определяется не только ясными, но косвенными критериями (например, наличием зон аномально высоких пластовых давлений, которые при реальной проницаемости экранов не способны сохраняться геологически значимое время без непрерывной подпитки высоконапорными флюидами, и др.), но и прямыми определениями времени возникновения битумов - менее 1 млн. лет.

Из сказанного не следует абиогенное происхождение углеводородов. Они скорее всего мобилизуются из осадочной толщи флюидами с большим напором и агрессивностью [14,59], которые вполне можно отождествить с рассмотренными нами выше (см. главу 4) в качестве источников термальных аномалий. Как один из возможных примеров отметим ситуацию на Мачехском месторождении. Представленная в работе [59] схема, полностью соответствует принятой при интерпретации возмущений ТП: флюид с глубины 6 и более км по узким проницаемым каналам разломов северо-восточного простирания поступает в приповерхностную зону. Поднимающиеся воды нельзя отнести к элизионным первичноосадочным. Они резко отличаются от последних по минерализации и химизму, многие признаки указывают на их связь с глубинными (возможно - щелочными или щелочно-ультраосновными) породами. Нельзя полностью исключать и мобилизации углеводородов из древних кристаллических пород фундамента, происходящей под воздействием глубинных флюидов.

На связь рассматриваемых флюидов с современной активизацией указывает еще и следующий факт. Подъем их фронта до минимальных (6-8 км) глубин территориально соответствует зонам наиболее быстрых современных поднятий поверхности в пределах ДДВ. Если для всей активизированной части впадины (т.е. ДДВ без Деснянского фрагмента) характерны скорости 2-4 мм/год, то для указанных зон - 6-8 мм/год [59].

Детальными геотермическими исследованиями последних лет в Днепровско-Донецкой впадине обнаружен ряд повышенных значений глубинного теплового потока. По ним построена “сводная” аномалия путем, призванным компенсировать недостатки изученности теплового потока локальных структур ДДВ (которую следует всемерно наращивать, переходя от региональной характеристики впадины по ТП к изучению важных деталей теплового поля). На большей части региона - за исключением зоны перехода к Донбассу и прилегающей к ней территории впадины - систематические протяженные положительные аномалии отсутствуют (пока не установлены?). Средняя величина глубинного ТП практически не отличается от таковой на УЩ и составляет 45 мВт/м². В пределах нескольких локальных структур или их групп, контролирующих нефтегазовые месторождения, подобраны значения ТП, расположенные на профиле в зависимости от расстояния от разлома, пересекающего структуру. Простирание таких нарушений - субмеридиональное или северо-восточное, т.е. поперечное по отношению к структурам и ДДВ в целом. Использованы данные по Яблуновской, Глинско-Розбышевской, Радченковской, Богатойской и Ефремовской площадям. Существенные изменения ТП описанного вида зафиксированы в настоящее время (когда по несколько определений имеется лишь на незначительной части известных месторождений УВ ДДВ) и на многих других площадях. Перечисленные отобранные для построения “сводной аномалии” потому, что в их пределах установлены аномалии изотопного отношения гелия и имеются данные о современной активизации (см. ниже). Интенсивность аномалии довольно значительна - около 20 мВт/м², ширина - порядка 1-2 км. Ее анализ привел к результатам, уже описанным выше: это приразломное возмущение ТП может быть объяснено только циркуляцией гидротерм по проницаемой зоне.

Связная пористость проницаемой зоны была принята (для большей части зоны вдалеке от поверхности) примерно равной 1%, время нахождения единичной порции флюида в восходящем течении рассчитано для реальных параметров среды и составило около 600 лет, время достижения тепловой стабилизации в ячейке и вокруг нее определено как несколько десятков тыс. лет. Конечно, перечисленные параметры системы могут быть изменены в рамках эквивалентности, но возможности такого пересмотра весьма ограничены. Нужно отметить одну важную деталь расчетной схемы, обнаруженную при моделировании.

Необходимая для гидротермальной конвекции должной интенсивности величина проницаемости пород разломной зоны намного выше, чем достигаемая при реальной связанной 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 [73]. 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 сотни тысяч лет. При других подходах к расчету скорости движения вод получаются времена около 100 млн. лет [58 и др.], что в данном случае (для залежей, возникших в процессе современной активизации) совершенно неприемлемо.

Соответствующие расчеты показали, что для объяснения выявленных узких аномалий ТП достаточно мощности “флюидной дайки” в первые сотни метров. Увеличение глубинных температур в построенной модели очень незначительно, что хорошо согласуется с данными по ближайшим к аномалии ТП глубоким скважинам. Только при приближении к кровле интрузии, поставляющей (скорее всего - частично, термальные воды явно ювенильны менее, чем на 100%) флюид, вертикальный градиент быстро растет и Т превышает фоновую на 100-150°C. В резервуаре, питающем сегодня “флюидную дайку”, на глубине около 6-7 км, температура должна быть примерно 200-250°C (непосредственно на кровле интрузии - 300°C). По данным о концентрации кремнезема в источнике высоконапорных глубинных флюидов ДДВ (см. ниже) она оценивается близкой величиной - 180-220°C [59]. Отметим, что данные кварцевого термометра для таких значительных времен подъема вод из резервуара к поверхности (600 лет) могут быть несколько занижены.

Интрузии, поддерживающие адвекционные ячейки, должны иметь сопоставимый с ними возраст. Возраст коровых вторжений мантийного материала ограничен сверху исходя из простого соображения. Если аномалии ТП имеются только в местах прорыва флюидов на поверхность, то тепловой эффект над основными перегретыми глубинными массами не должен кондуктивным путем достичь поверхности в настоящее время. Расчет показывает, что для этого перегреты объекты в средней коре должны сформироваться не более 100 - 200 тыс. лет назад, в нижней коре - 500 - 700 тыс. лет назад. Возраст мантийных источников перегретога вещества, обеспечивших коровые внедрения, по данным, полученным в западной части Украины для объектов такой природы, составляет несколько миллионов лет [28 и др.].

Рассмотренные глубинные флюиды вполне могут нести на себе следы первично-мантийного происхождения вещества, с которым они связаны, в частности, характеризоваться аномальной изотопией гелия. Впрочем, описанный механизм поступления флюидов на поверхность делает обнаружение аномалий R ($R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cdot 10^8$) непростой задачей. Опробование должно производиться именно там, где они могут быть заметны, т.е. в порциях газа (в ДДВ это реальный объект опробования), соприкасающихся с потоками глубинных флюидов. Это скорее всего возможно в зонах разломов. При фактически имевшем место бессистемном опробовании [86 и др.] аномалии R могут быть установлены только случайно.

Для анализа этих данных были определены фоновые значения R для ДДВ - около 4 ± 1 [31 и др.]. Сводной аномалии ТП локальных структур ДДВ отвечает среднее значение $R = 12 \pm 4$. Причем уже на небольшом расстоянии от разлома на Ефремовской площади обнаружена фоновая величина $R = 4$.

Гораздо детальнее, чем изотопное отношение гелия, в ДДВ изучена изотопия углерода УВ [86 и др.]. По существующим представлениям относительное количество ^{13}C может указывать на вероятную глубину генерации газа [71]. Для ДДВ получаем значение $7,7 \pm 1,7$ км, которое примерно согласуется с определенным выше для верхних кромок предполагаемых вторжений магматических тел в верхнюю часть коры. Вероятно, полученная глубина немного завышена. В данном случае точнее было бы говорить об определении температуры образования метана: ведь при расчете глубины авторами [71 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 (см. выше). К близкому выводу можно прийти при рассмотрении химизма углеводородов [14] молодых месторождений: среди них заметная доля принадлежит образующимся при максимальных температурах - $250\text{-}280^\circ\text{C}$.

Размер территории, охваченной активизацией в районе ДДВ, по приведенным данным определить нельзя. Вероятно, она занимает всю область с сокращенной мощностью земной коры и распространения гидрохимической инверсии (ДДВ кроме Деснянского фрагмента) [59]. В таком случае ширина зоны активизации должна отвечать поступлению под кору двух квантов тектонического действия - КТД [23,24], располагающихся рядом, как это установлено в ряде аналогичных зон активизации на западе Украины. Исходя из таких соображений построена гипотетическая глубинная тепловая модель зоны, охватывающая кору и верхние горизонты мантии. В ее центральной части распределение T примерно соответствует показанному на рис. 22. Зона активизации оказывается несколько шире грабена ДДВ, что может указывать на перспективность в нефтегазопроисковом смысле прилегающих частей склонов впадины. Но приведенные (во многом гипотетические) соображения не могут служить основой для точной количественной оценки ширины объекта. Ее необходимо проконтролировать.

Сопоставление глубинных T и скоростного разреза рассматриваемой части ДДВ показывает, что здесь возможно превышение температуры солидуса пород амфиболитовой фации метаморфизма примерно в интервале глубин 20-25 км. Образующиеся флюиды поступают в верхние горизонты, часть которых (примерно на глубине 10-13 км) представлена предположительно рифейскими породами с заметным содержанием графита [59]. Неизбежно образование мощного корового проводника, на фоне которого проводимость самой зоны частичного плавления окажется незаметной: суммарная продольная проводимость верхнего объекта оценивается в 5-10 тыс. См, нижнего - 1 тыс. См. Таким образом, прогнозируемый проводник должен фиксировать именно необходимый для изучения образования углеводородов объект - область распространения глубинных перегретых флюидов.

Именно такие проводники обнаружены геоэлектрическими исследованиями последних лет [17]. Им могут соответствовать (но в данном случае - не обязательно - см. выше) мантийные проводящие объекты, на обнаружение которых направлены сейчас специальные глубинные геоэлектрические исследования. Сопоставим полуширину зон проводимости, установленную по геоэлектрическим данным [17], с результатами, полученными по тепловым моделям коры на разных профилях ГСЗ. На всех профилях изучаемой части ДДВ практически одинаковая ширина активизированной зоны - 140 км. Северо-восточная граница корового флюидного слоя располагается примерно в 10 км от

краевого разлома на склоне Воронежского массива. Следовательно, и за пределами грабена возможно образование молодых залежей углеводородов.

Еще одним средством контроля построенной модели может служить сопоставление ее с источниками региональных аномалий магнитного поля. Они в типичных случаях располагаются на глубинах более 20 км, т.е. как раз там, где в пределах активизированной зоны превышена температура Кюри магнетита. Следовательно, край корового проводника должен совпадать с краем намагниченного объекта (если таковой, конечно, имеется в данном районе). На рассматриваемой части склона ДДВ такое соответствие (граница намагниченного объекта - по данным М.И. Орлюка) достигнуто - край источника региональной аномалии магнитного поля находится в 5-20 км от краевого разлома..

По результатам дешифрирования космических снимков в этом месте протягивается разлом, примерно параллельный краевому [72], а заключенная между разломами полоса (начало - примерно в 10 км к северо-западу от места пересечения краевого разлома ДДВ профилем ГСЗ VI, конец - примерно в 40 км к юго-востоку от пересечения его профилем ГСЗ XVI, общая длина - 130 км) разбита поперечными разломами на 5 блоков.

На карте структуры фундамента северо-восточного склона ДДВ [47] показаны в этом районе два разлома, которые в дальнейшем для определенности и будем считать северо-восточной границей распространения активизации под склоном.

У края активизированной зоны - максимальный перепад температур, быстро изменяющихся во времени. Соответствующими расчетами показано [25], что здесь накапливаются напряжения, неизбежно приводящие к местной сейсмичности. Действительно, в районе известны три ощутимых землетрясения, произошедших в период 1815-1925 гг [3]. Инструментальными наблюдениями последних лет зафиксированы несколько слабых землетрясений на глубинах 8-10 км [56].

Таким образом, весь комплекс геолого-геофизических данных указывает на возможность возникновения месторождений углеводородов рассмотренным образом на приразломной части склона ДДВ.

Аномальные тепловые объекты (молодые глубинные интрузии, связанные с ними гидротермы со своеобразной минерализацией, поднимающиеся с глубины в несколько километров к поверхности, связанные с ними аномалии T и пластового давления, приуроченные к месторождениям нефти и газа) рассмотрены и для Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции [50].

5.2. Диагностические признаки перспективных участков северо-восточного борта ДДВ

Изложенные выше соображения позволяют предполагать, что перспективные участки выделенной полосы (т.е. такие, где происходит активное восходящее движение флюидов) должны характеризоваться аномалиями ТП и разуплотнением пород фундамента, включающих проницаемые зоны

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, находиться на уровне 10-15 мВт/м², т.е. следует ожидать полной величины ТП 55-60 мВт/м² на фоне около 45 мВт/м².

Местный фон, судя по результатам определений ТП в прилегающих структурах, может быть несколько понижен (на 2-3 мВт/м²), что не должно заметно сказаться на результатах.

Рассматриваемая полоса по имеющимся данным пересекается тремя крупными поперечными разломами, явно достигающими фундамента [14,47,73 и др.]. Трудно с полной определенностью утверждать, что они являются именно глубинными, но их характеристики на небольших глубинах изучены достаточно хорошо. Очевидно, что при активизации они 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” [73, 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) [69] установлена зависимость между параметрами

$$\sigma = 2,7 - 0,037P \quad (35)$$

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

$$\sigma = 2,7 - 0,027 P. \quad (36)$$

Но и этот результат реален при условии, что открытая (связная) пористость дополняется изменяющимся примерно пропорционально ей изолированным поровым пространством. В реальности такого предположения убеждает сопоставление величины открытой пористости с результатами определения пористости по акустическому каротажу (т.е. ее полной величины) и у.э.с. пород того же интервала глубин [69]. У.э.с. реагирует на связную пористость и изменяется вне зависимости от полной пористости. Поскольку в разуплотнении пород участвует полная величина, логично для его подсчета принять зависимость

$$\sigma = 2,7 - 0,023 P \quad (37)$$

для случая, когда известна полная величина пористости породы. По акустическому каротажу в общей зоне трещиноватости мощностью около 300 м средняя пористость 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 [35], 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. Как отмечалось выше, для формирования потоков флюидов, способных создать месторождения углеводородов, 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.

5.3. Анализ гравитационного поля полигона на северо-восточном борту ДДВ.

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 У - в перпендикулярном направлении от того же нуля (рис. 46)..

В пределах полигона находятся части двух профилей ГСЗ: VI и XVI, вдоль которых построены гравитационные модели (рис. 16, 25). При сопоставлении расчетных и наблюдаемых полей становится ясно, что мантийная аномалия на изучаемой территории не достигает значимой величины. Возможно, это объясняется отчасти неполнотой скоростных разрезов на профилях. Во всяком случае на имеющемся уровне точности моделирования можно говорить о совпадении расчетного и наблюдаемого полей, обусловленных глубинным строением региона.

Сравнение полей приводит к средней величине расхождения между ними около 2,3 мГл. Это - небольшая величина, если учитывать реальные погрешности расчетов и наблюдений, но, с другой стороны, очевидно, что при принятии рассматриваемых полей в качестве фоновых отклонения от фона на 1-2 мГл не могут быть достоверно диагностированы. Поэтому фон был введен в виде одной величины: -20 мГл, именно она считалась согласованной со всеми данными о распределении плотности в тектоносфере региона на региональном уровне.

В аномальном поле (отличающемся от наблюдаемого только на указанную постоянную) обнаруживаются заметные отрицательные аномалии, 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.

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 [74,82 и др.]. Положительная аномалия в ДДВ (окраинная часть которой заметна на полигоне) вызывается, вероятно, относительным уплотнением пород в структуре, очень напоминающей один из термальных куполов, рассмотренных в главе 4. Поскольку распределение максимальной температуры литогенеза в его пределах подробно изучено на основе экспериментальных данных по отражающей способности витринита [14 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 [21,59,74,82 и др.]. Считалось, что глубже 10 км во впадине на значительной территории распространены породы рифея без соли. Названная глубина их кровли не является явно критическим 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, составлявших на глубине 5 км и более 50-100°C [14 и др.]. По формуле (24) перепад плотностей в этом случае (для диапазона температур 175 - 275°C) 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 [35,82 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

Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на залежи.

по величине с прогнозными. Распределение аномального гравитационного поля на полигоне, очищенного от указанных “внешних” помех, показано на рис. 46.

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 был использован прием, уже применявшийся в главе 4. Аномальное поле 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. 47) 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).

Результаты сравнения явно демонстрируют, что принятая гипотеза о существовании зон разуплотнения, связанных с подводными каналами для флюидов, формирующих залежи УВ над глубинными зонами активизации, реальна. В зоны разуплотнения попадают все известные на полигоне месторождения УВ. Здесь же обнаружены и заметные (согласующиеся с прогнозными) аномалии теплового потока (рис. 47). Стоит, впрочем, заметить, что аномалия теплового потока в зоне I только намечена. Это не удивительно, так как в регионе не проводились целенаправленные геотермические исследования.

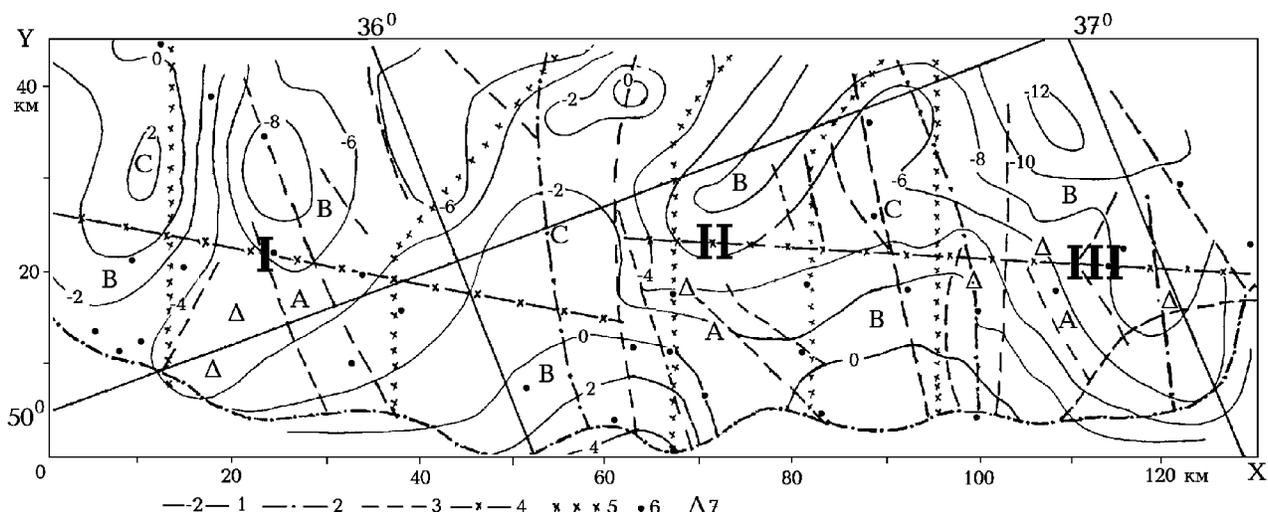


Рис. 46. Гравитационное поле полигона после снятия регионального фона и влияния соседних структур ДДВ.

1 - изолинии аномального гравитационного поля (в мГл), 2 - наиболее крупные разломы, 3 - остальные разломы, 4 - разломы, предположительно ограничивающие с северо-востока область, в недрах которой происходят процессы современной активизации, 5 - границы зон разной перспективности на обнаружение месторождений УВ, 6 - поисковые скважины, намеченные по геологическим данным, 7 - известные месторождения УВ.

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. 46. 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

Гравитационное моделирование при поисках участков, перспективных на залежи.

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 [35].

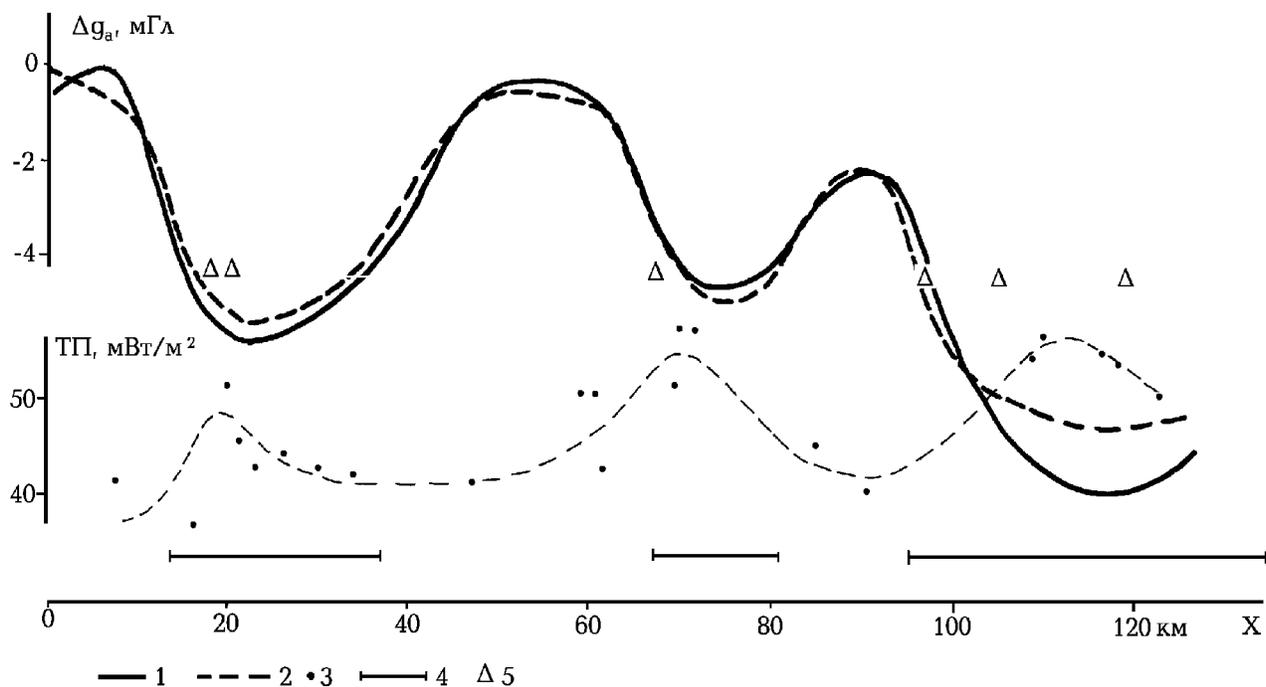


Рис. 47. Сравнение осредненного аномального гравитационного поля на полигоне с расчетным.

1 - осредненное аномальное гравитационное поле, 2 - расчетное гравитационное поле, 3 - значения глубинного ТП, 4 - подобранная ширина зон разуплотнения, 5 - расположение известных месторождений УВ.

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 зоной активизации и в пределах зоны разуплотнения - районы А (рис. 46), 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 попадают все известные на полигоне месторождения УВ. 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. 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 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.

До проведения данного исследования гравитационного поля (и предшествовавших ему исследований глубинных процессов с привлечением геотермических и геоэлектрических данных) в регионе были по геологическим (структурным) и другим соображениям намечены к бурению поисковые скважины [69]. 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 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. 46) [35,74]. 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.

Заключение

Проведенное исследование плотностных моделей коры и верхней мантии территории Украины показало результативность принятого подхода к анализу гравитационного поля и позволило получить следующие основные результаты (многие из них в представленном виде - впервые).

1. Усовершенствовать методику определения плотностей пород консолидированной коры и осадочного слоя, что обеспечило дифференцированный подход к расчету этого параметра и привело к существенному увеличению точности вычисления гравитационного эффекта коры.

2. Построить трехмерные плотностные модели коры вдоль профилей ГСЗ и в районах, не пересекаемых профилями (в последних, естественно, точность использованных плотностей неопределенна). По этим данным построена общая объемная плотностная модель земной коры Украины, путем расчета ее эффекта по системе меридиональных и широтных профилей показано ее соответствие гравитационному полю на всей изучаемой территории.

3. Картировать (в одних регионах - с большей точностью, чем достигнутая ранее, в других - обнаружив впервые) мантийные аномалии силы тяжести, рассмотреть природу аномальных плотностей, построить плотностные модели на всю мощность тектоносферы - до глубины около 480 км.

4. Рассмотреть формирование плотностных аномалий, вызванных в безрудных породах гидротермальными процессами в периоды активизации, при возникновении собственно эндогенного оруденения. Разработать методику анализа гравитационного поля (предварительно очищенного от различных видов фона и помех), позволяющую выделять "термальные купола" - своеобразные структуры, внутри которых располагаются рудные месторождения, и методику поисков самих месторождений.

5. Проанализировать один из возможных вариантов образования углеводородов и формирования их месторождений, продемонстрировать применимость гравиметрии (в комплексе с другими методами) для поисков участков, перспективных на такие месторождения.

В процессе работы обнаружились и многочисленные информационные "белые пятна", значительно снижающие точность и достоверность части полученных результатов. Прежде всего это относится к качеству (точнее - полноте) скоростных разрезов коры на многих профилях ГСЗ. Иногда скоростные разрезы приходилось буквально "домысливать", ориентируясь на положение 1-2 границ в коре, которым можно было приписать значения V_p с какой-то долей вероятности.

Возможно, в большинстве случаев положение может быть исправлено при повторной интерпретации материалов с применением новых, более совершенных методов.

Установлена небольшая информативность скоростных моделей верхней мантии для построения плотностных моделей во многих регионах Украины. Не исключено, что положение может быть значительно улучшено при проведении исследований на литосферных трансектах с использованием глубоких землетрясений зоны Вранча, веерообразно пересекающих территорию Украины. В отличие от ГСЗ это сравнительно простые и недорогие эксперименты, имеющие особенно хорошую перспективу в Украине с ее сравнительно детально изученной земной корой, данные о которой позволяют более достоверно фиксировать скоростные неоднородности в мантии.

Требуют дополнительного изучения и многие аспекты использованной методики определения σ и построения моделей, причем часто и в этой области возникающие неопределенности связаны с недостатком фактических данных. Однако проделанная работа по крайней мере намечает направления поиска нужной информации в результатах

геофизических, петрологических, тектонофизических, гидрогеологических и изотопных исследований, проводимых в Украине.

Следует отметить, что книга написана по результатам, охватывающим только небольшую часть работы по теме “Геофизические и геодинамические модели тектоносферы Украины”, которая выполняется отделом тектоносферы Института геофизики НАН Украины. Естественно, более полное представление о тектоносфере и ее приповерхностной части может быть составлено по всему комплексу геолого-геофизических данных, привлекавшихся в этой работе только в меру необходимости для обоснования плотностных моделей. Исключением можно считать только сейсмологические данные, представленные сравнительно широко. Восполнение такого пробела (описания тектоносферы по данным только одного метода) уже началось и будет продолжено.

Уже опубликована работа, включающая геодинамические модели тектоносферы Украины, рассмотренные на фоне общего анализа глубинных процессов в тектоносфере Земли с точки зрения адвекционно-полиморфной гипотезы. Описан новый вариант этой гипотезы, продемонстрирована его применимость для объяснения физических полей и геологических событий, происходящих в пределах континентальных и океанических регионов с разными типами эндогенного режима [25].

Геоэлектрические модели тектоносферы Украины представлены в монографии [17]. Здесь в основном приведены результаты исследований, выполненных с последние 5-15 лет, и в небольшом количестве - результаты последнего времени. Поэтому книгу предполагается дополнить еще одной, отражающей самые новые геоэлектрические модели коры и верхней мантии.

Планируется также издание монографий, посвященных магнитному полю Украины (в основном - изучению его региональных аномалий, их связи с температурой недр и составом пород коры) и исследованиям теплового потока и построению тепловых моделей недр. В последней предусматривается достаточно косвенно связанный с геотермией раздел, в котором будут изложены результаты изотопных гелиевых исследований, привлекаемых для дополнения глубинного геофизического комплекса при изучении зон современной активизации.

Таким образом, серия из 5-6 книг должна обеспечить для заинтересованного читателя связную картину строения и эволюции тектоносферы Украины, построенную по наиболее современным данным глубинной геофизики с привлечением разнообразной геологической информации.

Литература

1. Азаров Н.Я., Яковлев Д.В. Сейсмоакустический метод прогноза горно-геологических условий эксплуатации угольных месторождений. - М.: Недра. - 1988. - 200с.
2. Александров А.Л., Гордиенко В.В., Деревская Е.И. и др. Глубинное строение, эволюция флюидно-магматических систем и перспективы эндогенной золотоносности юго-восточной части Украинского Донбасса. - К.:ИФИ. - 1996. - 74с.
3. Ананьин И.В. Связь сейсмичности Русской платформы с современными тектоническими движениями // Современные движения земной коры. - 1968. - 3. - С.282-295.
4. Беличенко П.В., Гинтов О.Б., Емец Е.С. и др. Тектонофизическая модель формирования Бобриковского золоторудного месторождения (Донбасс) // Геофиз. журнал. - 1997. - 6. - С.43-57.
5. Беляевский Н.А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. - М.: Недра. - 1981. - 432с.
6. Беннисон Д., Райт А. Геологическая история Британских островов. - М.: Мир. - 1972. - 320с.
7. Болюбах К.А. О физических свойствах кристаллических пород Корсунь-Новомиргородского плутона // Геофизические исследования на Украине. - Киев: Техніка. - 1969. - С.227-234.
8. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Кулик С.Н. и др. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов. - Киев: Наук. думка. - 1983. - 175с.
9. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. и др. Геофизическая модель тектоносферы Украины. - Киев: Наук. думка. - 1985. - 212с.
10. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. и др. Геофизическая модель тектоносферы Европы. - Киев: Наук. думка. - 1987. - 184с.
11. Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Старостенко В.И. Мощность и структура коры Черноморской впадины по данным гравитационного моделирования // Геофиз. журнал. - 1996. - 5. - С.17-31.
12. Гейко В.С., Цветкова Т.А., Ливанова Л.П. и др. Скорости Р-волн в верхней мантии впадины Черного моря и структур юга Украины по данным землетрясений // Геодинамика и глубинное строение сейсмогенных зон Украины. - Киев: Наук. думка. - 1993. - С.31-59.
13. Гейко В.С., Цветкова Т.А., Санникова Н.П. и др. Региональная 3-D Р-скоростная структура мантии северо-западной Евразии - 1. Европа. 1. // Геофиз. журнал. - 1998. - 3. - С.67-91.
14. Геология и нефтегазоносность Днепровско - Донецкой впадины. Нефтегазоносность. - Киев: Наук. думка. - 1989. - 204с.
15. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. - М: Госгеолтехиздат. - 1963. - 1212с.
16. Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена. - Киев: Наук. думка, - 1996. - 216с.
17. Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий. - Киев: Знання. - 1998. - 265с.
18. Глико А.О., Соболев С.В. Фазовые превращения вещества и вертикальные движения при конвективном утонении континентальной литосферы // Докл. АН СССР. - 1986. - 289,2. - С.318-322.
19. Глубинное строение и геодинамика литосферы. - Л.: Недра. - 1983. - 267с.
20. Гобаренко В.С., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. и др. Аномальное тело в земной коре южного Крыма // Геофиз. журнал. - 1991. - 6. - С.29-38.

21. Голиздра Г.Я., Попович В.С. Плотностные модели осадочной толщи юго-восточной части ДДВ, западной и северной окраин Донбасса // Геофиз. журнал. - 1998. - 6. - С.117-123.
22. Гордиенко В.В. Состав гранитоидов и модели земной коры // Геофиз. журнал. - 1992. - 2. - С. 42-46.
23. Гордиенко В.В. О кванте тектонического действия // Геофиз. журнал. - 1995. - 3. - С. 95-98.
24. Гордиенко В.В. Комплексная геофизическая модель верхней мантии Трансевропейской зоны активизации // Геофиз. журнал. - 1997.-1. - С.39-53.
25. Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. - Киев: ИГФ. - 1998. - 85с.
26. Гордиенко В.В. К методике геофизических исследований золоторудных объектов в Украине // Докл. НАНУ. - 1998. - 7 - С.113-116.
27. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. Тепловые модели зон киммерийской и современной активизации территории Украины // Докл. НАНУ. - 1994. - 12. - С. 81-84.
28. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. Тепловое поле Молдовы // Геофиз. журнал. - 1995. - 5. - С.3-10.
29. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. Тектоносфера Днепровско-Донецкой впадины // Геофиз. журнал. - 1994. - 4. - С.20-26.
30. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. Тепловое поле и сейсмичность юго-запада Европейской части СССР // Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. - М.: Наука. - 1993. - С.10-15.
31. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Тарасов В.Н. и др. Изотопный состав гелия в породах и природных газах Украины // Геофиз. журнал. - 1997. - 4. - С.24-36.
32. Гордиенко В.В., Зуннунов Ф.Х., Таль-Вирский Б.Б. и др. Тектоносфера Средней Азии и Южного Казахстана. - Киев: Наук. думка. - 1990. - 232с.
33. Гордиенко В.В., Андреев А.А., Биккенина С.К. и др. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. - Владивосток: ДВО РАН. - 1992. - 238с.
34. Гречухин В.В. Изучение угленосных формаций геофизическими методами. - М: Недра, 1980. - 360с.
35. 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.
36. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. - Новосибирск: Наука. - 1980. - 199с.
37. Егорова Т.П., Козленко В.Г., Макаренко И.Б. и др. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии // Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена. - Киев: Наук. думка. - 1996. - С.75-88.
38. Зверев В.С., Марков Л.Д. Отчет о комплексных геофизических работах м-ба 1:10 000 с целью подготовки геофизической и геохимической основ для поисков цветных металлов в пределах Веровско-Нагольчанской зоны в 1981-1983 гг. - Киев: Геоинформ. - 1983.
39. Зверев В.С. Отчет об опережающих геофизических работах по подготовке основы для геологического доизучения Ольховатской площади м-ба 1 : 25 000 и 1 : 50 000 в 1992-1994 гг. - Киев: Геоинформ - 1994.
40. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. - Душанбе: Дониш. - 1981. - 284с.

Литература

41. Ильин А.В., Орленок В.В., Шурко И.И. Петрофизика дна мирового океана. - М: МКГРАН, 1992.-222с.
42. Ильченко Т.В. Некоторые аспекты геодинамики центральной части Украинского щита // Геофиз. журнал. - 1991. - 4. - С.85-89.
43. Ильченко Т.В. Некоторые аспекты эволюции Днепровско-Донецкого рифта (по данным ГСЗ) // Геофиз. журнал. - 1997. - 3. - С. 69-80.
44. Ильченко Т.В., Калюжная Л. Скоростная и стратиграфическая модели Днепровско-Донецкого палеорифта (по профилю ГСЗ Решетилровка - Синевка) // Геофиз. журнал. - 1999. - 1. - С. 85-94.
45. Ильченко Т.В., Степаненко В.М. Скоростная модель земной коры и верхов мантии Донбасса и ее геологическая интерпретация // Геофиз. журнал. - 1998. - 2. - С.95-105.
46. Карпинская Н.Н. Плотностные разрезы осадочных отложений Днепровско-Донецкой впадины // Геофизические исследования на Украине. - Киев: Техніка. - 1969. - С.83-89.
47. Карта разрывных нарушений и основных зон линейментов юго-запада СССР м-ба 1 : 1 000 000. - М.: Мингео СССР. - 1988.
48. Корчемагин В.А., Рябоштан Ю.С. Тектоника и поля напряжений Донбасса // Поля напряжений и деформаций в земной коре. - Киев: Наук. думка. - 1987.- С.164-170.
49. Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. - Киев: Наук. думка. - 1981. - 264с.
50. Курчиков А.Р. Гидрогеотермические критерии нефтегазоносности. - М.: Недра. - 1992. - 232с.
51. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Павлишин В.И. Минералогия Донецкого бассейна. Ч. 1. - Киев: Наук. думка. - 1975. - 254с.
52. Лебедев Т.С., Корчин В.А., Буртный П.А. Петроскоростные модели земной коры района Южно-Украинской АЭС и некоторых смежных территорий // Геофиз. журнал. - 1994. - 3. - С.24-48.
53. Лебедев Т.С., Корчин В.А., Буртный П.А. Глубинное петроскоростное моделирование земной коры Среднего Побужья (Украина) // Геофиз. журнал. - 1999. - 1. - С.64-84.
54. Левенштейн М.Л. Закономерности метаморфизма углей Донецкого бассейна // Сов. Геология. - 1962. - 2. - С.67-74.
55. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII. - Киев: Наук. думка, - 1988. - 172с.
56. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы III, VII, IX. - Киев: Наук. думка. - 1993. - 160с.
57. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. - Киев: Наук. думка. - 1994. - 332с.
58. Лопатников С.Л. Основные уравнения теории квази-двумерной конвекции в тонких проницаемых пластах // Физика Земли. - 1999. - 1. - С.52-62.
59. Лукин А.Е. Литогеодинамические факторы нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах. - Киев: Наук. думка. - 1997. - 224с.
60. Лукинов В.В., Шкуро Л.Д. Влияние тектонического давления на уплотнение горных пород // Геотектоника. - 1992. - 2. - С. 122-123.
61. Лутков В.С. Гранитоидный магматизм как индикатор состава земной коры // Сов. геология. - 1982. - 11. - С. 103-113.
62. Метаморфизм углей и метагенез вмещающих пород. - М: Недра. - 1975. - 204с.

63. Милановский Е.Е., Короновский М.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. - М.: Недра. - 1973. - 279с.
64. Моисеенко У.И., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. и др. О теплопроводности слоев земной коры и верхних горизонтов мантии // Геотермические модели геологических структур. - С.-П.-г: ВСЕГЕИ, ИГФ. - 1991. - С.6-17.
65. Мурич А.Т., Резников А.И., Абражевич Э.В. и др. Результаты глубокого бурения в центральной части Донбасса // Сов. геология. - 1975. - 8. - С.125-131.
66. Палиенко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. - Киев: Наук. думка, 1992. - 116с.
67. Петрофизика. Книга первая. - М.: Недра. - 1992. - 392с.
68. Петрофизические исследования при высоких РТ-параметрах и их геофизические приложения / Т.С.Лебедев, В.А.Корчин, Б.Я.Савенко и др.. - Киев: Наук. думка. - 1988. - 248с.
69. Поиски углеводородов в кристаллических породах фундамента на северном борту Днепровско-Донецкой впадины. - К.: ИГН АН УССР. - 1989. - 52с.
70. Попов В.В. Комплексная интерпретация геофизических исследований в углеразведочных скважинах. - М.: Недра. - 1976. - 113с.
71. 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.
72. Прогнозирование ловушек углеводородов в осадочном чехле и породах кристаллического фундамента северного борта Днепровско-Припятского авлакогена по комплексу аэрокосмогеологических, гидрохимических и геолого-геофизических исследований. - К.: ИГН АН УССР. - 1990. - 50с.
73. Разломная тектоника и нефтегазоносность Украины. - К.: Наук. думка. - 1989. - 116с.
74. Региональные сейсмические исследования в Днепровско-Донецкой впадине. - К.: Укргеофизика. - 1993. - 84с.
75. Рингвуд А. Состав и петрология мантии Земли. - М.: Недра. - 1981. - 583с.
76. Русаков О.М. Мощность и плотность осадочного чехла Индийского океана // Геофиз. журнал. - 1986. - 3. - С.68-73.
77. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. - М.: Наука. - 1980. - 184с.
78. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. - Киев: Наук. думка. - 1986. - 184с.
79. Соллогуб В.Б., Ильченко Т.В., Трипольский А. и др. Отчет о сейсмических исследованиях методом ГСЗ-КМПВ, выполненных в центральной части Украинского щита по системе увязанных пересекающихся профилей в 1977-1980 гг. - К.: ИГФ. - 1982.
80. Справочник строителя. - Киев: Будівельник. - 1975. - 488с.
81. Справочник физических констант горных пород. - М.: Мир. 1969. - 543с.
82. Структурная карта по отражающему и условному горизонтам в отложениях палеозоя юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. - К.: Укргеофизика. - 1991.
83. 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.
84. Тектоносфера Земли. - М.: Наука. - 1978. - 531с.
85. Теплофизические свойства Горных пород / В.В.Бабаев, В.Ф.Будымка, Т.А.Сергеева и др. - М.: Недра. - 1987. - 160с.
86. Травникова Л.Г., Астахов М.И. Изотопно-геохимические характеристики природных газов Днепровско-Припятской нефтегазоносной провинции // Происхождение и

Литература

формирование состава природных газов по данным изотопной геохимии. - Л.: ВНИГРИ. - 1981. - С.83-104.

87.Уразаев Б.М., Воларович М.П., Курскеев А.К. Физические свойства горных пород в глубинных термодинамических условиях. - Алма-Ата: Наука. - 1973. - 204с.

88.Усенко И.С., Сироштан Р.И., Щербаков И.Б. и др. О метаморфизме Украинского щита // Геол. журнал. - 1971, 2. - С.3-16.

89.Фашии метаморфизма. - М: Недра, 1970. - 432с.

90.Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. - М: Недра. - 1984. - 456с.

91.Фильштинский Л.Е. О соотношении скорости упругих волн и плотности горных пород Львовского палеозойского прогиба // Геофизические исследования на Украине. - Киев: Техніка. - 1969. - С.125-127.

92.Харитонов О.М., Красовский С.С., Куприенко П.Я. и др. Литосферный трансект Вранча - Южно-Украинская АЭС // Геофиз. журнал. - 1993. - 5. - С.23-31.

93.Харитонов О.М., Омельченко В.Д., Дрогицкая Г.М. и др. Литосферный трансект Бухарест-Чернобыль // Докл. НАНУ. - 1995. - 5. - С.84-87.

94.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.

95.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.

96.Шмидт А.О., Титов В.К., Бурьянов В.Б. Глубинное строение Украинского щита и некоторые черты его металлогении // Региональная металлогения докембрия СССР. - М.: Недра. - 1980. - С.82-95.

97.Шумлянский В.А., Заря В.Ф., Ивантишина О.М. и др. Первая находка золото-сульфидной минерализации в карбоне Ольховатско-Волынцевской антиклинали // Геол. журнал. - 1991. - 1. - С. 72-76.

98.Шумлянский В.А., Демихов Ю.Н., Деревская Е.И. и др. Геолого-генетическая модель Бобриковского золото-полиметаллического месторождения // Геол. журнал. - 1994. - 3. - С.94-106.

99.McLennan S. On the geochemical evolution of sedimentary rocks // Chem. Geol. - 1982. - 37, 3/4. - P.335-350.

100.Nolet G., Mueller S. A model for deep structure of the East African Rift System from simultaneous inversion of teleseismic data // Tectonophysics. - 1982. - 84. - P. 151-178.

101.Sobolev S., Zeyen H., Stoll G. et al. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massiv Central // Ear. and Pl. Sc. Let. - 1996 - 139. - P. 147-163.

102.Special issue. East African rift. // Tectonophysics. - 1972/ - 15, 1/2. - 242p.

103.Special issue. Crustal and upper mantle structure of Kenya rift. // Tectonophysics. - 1994. - 236, 1-4. - 484p.

104.Usenko O.V., Gordienko V.V., Gordienko I.V. et al. The heat flow of the Donets basin // The earth's thermal field and related research methods. - М:MSGА. - P.266-267.

105.Zielhuis A., Nolet G. Shear wave velocity variations in the upper mantle beneath central Europe // Geop. J. Int. - 1994. - 117. - P.655-676.