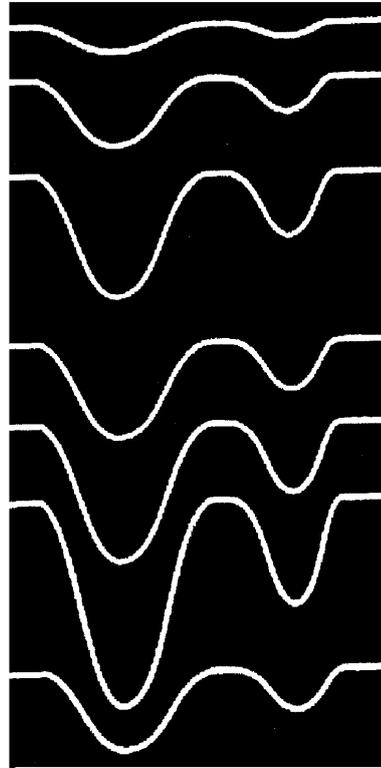


**В.В. Гордиенко, И.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя,
С. Ковачикова, И.М. Логвинов, В.Н. Тарасов,
О.В. Усенко**

**УКРАИНСКИЕ КАРПАТЫ
(ГЕОФИЗИКА, ГЛУБИННЫЕ
ПРОЦЕССЫ)**



Национальная Академия наук Украины

Институт геофизики им. С.И. Субботина

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

**Украинские Карпаты
(геофизика, глубинные процессы)**

Киев

2011

Рецензенты:
А.Н.Карпенко, Я.М. Хазан

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

В.В. Гордієнко, І.В. Гордієнко, О.В. Завгородня, С. Ковачікова, І.М. Логвінов, В.М. Тарасов, О.В. Усенко Українські Карпати (геофізика, глибинні процеси). – К.: Логос, 2011. – 129 с., іл.: 89, Бібліогр.: с. 120-129. - Рос.

В монографії розглянуто геологічну історію Українських Карпат, глибинні процеси у земній корі та верхній мантії регіону, результати вивчення та інтерпретації фізичних полів на їх території. Аналізуються сейсмічні, геотермічні (у тому числі - палеогеотермічні), геоелектричні, гравітаційні дані, інформація про склад та вік магматичних порід, сучасні рухи поверхні, нафтогазоносність, геоенергетичні ресурси, утворення рудних родовищ. Розглянуто схему еволюції тектоносфери від докембрію до сучасності.

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

ISBN 978-966-171-350-4

Содержание

Введение (В.В. Гордиенко)	5
Глава 1. Геологическая история (В.В. Гордиенко)	8
1.1. Рифей-неоген	9
1.2. Современная активизация	13
1.3. Структура осадочного слоя	18
Глава 2. Глубинные процессы	21
2.1. Анализ состава магматических пород и глубины очагов магмы (О.В. Усенко)	22
2.2. Глубинные процессы в тектоносфере, отвечающие представлениям АПГ (В.В. Гордиенко)	26
2.3. Прогнозные геологические события (В.В. Гордиенко)	32
Глава 3. Тепловые модели тектоносферы (В.В. Гордиенко, И.В.Гордиенко, О.В. Завгородняя)	39
3.1. Новые определения теплового потока	39
3.2. Распределение ТП в Украинских Карпатах	42
3.3. Современная тепловая модель тектоносферы	49
Глава 4. Скоростные модели тектоносферы, сейсмичность (В.В. Гордиенко)	51
4.1. Скоростные модели коры	51
4.2. Скоростные модели верхней мантии	55
4.3. Зона повышенного поглощения энергии сейсмических волн в верхней мантии	57
4.4. Энергоемкость пород верхней коры	60
Глава 5. Геоэлектрические модели тектоносферы	64
5.1. Экспериментальные данные (И.М.Логвинов, В.Н.Тарасов)	65
5.2. Результаты моделирования (И.М.Логвинов, С.Ковачикова, В.Н.Тарасов)	67
5.3. Природа аномалий электропроводности (В.В. Гордиенко)	77
Глава 6. Плотностные модели тектоносферы (В.В. Гордиенко)	80
6.1. Плотностные модели коры	80
6.2. Расчет эффекта земной коры и нормальной мантии	84
6.3. Аномальная плотностная модель и гравитационный эффект верхней Мантии	85
6.4. Сравнение расчетной и экспериментальной мантийной гравитационной Аномалии	87
6.5. Плотностные аномалии и сейсмичность	89
Глава 7. Полезные ископаемые	92
7.1. Геоэнергетические ресурсы (И.В.Гордиенко, О.В.Завгородняя)	92
7.2. Золото-сульфидные руды (В.В. Гордиенко)	96
7.3. Месторождения углеводородов (В.В. Гордиенко)	100
Заключение (В.В. Гордиенко)	117
Литература	120

Contents

Introduction	5
Chapter 1. Geological history	8
1.1. Rhyphan-neogenic times	9
1.2. Recent activization	13
1.3. Structure of sediment layer	18
Chapter 2. Deep processes	21
2.1. Analysis of magmatic rocks composition and deeps of magmas sources	22
2.2. Deep processes in tectonosphere in accordance with APH	26
2.3. Prognosis geological phenomena	32
Chapter 3. Thermal models of the tectonosphere	39
3.1. New determinations of heat flow	39
3.2. Distribution of heat flow in Ukrainian Carpatian	42
3.3. Recent heat model of the tectonosphere	49
Chapter 4. Velocity models of the tectonosphere, seismicity	51
4.1. Velocity models of crust	51
4.2. Velocity models of upper mantle	55
4.3. Zone of high dissipation of seismic waves energy in upper mantle	57
4.4. Energy-content of upper crust rocks	60
Chapter 5. Geoelectrical models of the tectonosphere	64
5.1. Experimental data	65
5.2. Results of modeling	67
5.3. Nature of electroconductivity anomalies	77
Chapter 6. Density models of the tectonosphere	80
6.1. Density models of crust	80
6.2. Calculation of earth's crust and normal mantle effect	84
6.3. Anomalous density model and gravity effect of upper mantle	85
6.4. Comparison of calculated and experimental mantle gravity anomalies	87
6.5. Density anomalies and seismicity	89
Chapter 7. Minerals	92
7.1. Geoenergetical resource	92
7.2. Gold-sulphide ores	96
7.3. Oil-gas deposits	100
Conclusion	117
References	120

Введение

Выделение Украинских Карпат в качестве региона со своеобразной структурой и историей развития представляется авторам вполне обоснованным. Юго-восточная часть Восточных Карпат (Румынские Восточные Карпаты) заметно отличается по мощности складчатого комплекса, истории и современной структуре тыльных прогибов и т.п.. Имеются, конечно, и общие черты, некоторые из них будут отмечены ниже.

В отличие от регионов Украины, рассматривавшихся авторами ранее [Гордиенко и др., 2005, 2006, 2011 и др.] Украинские Карпаты в значительной мере представляют собой горную страну, возникшую на месте молодой альпийской геосинклинали, охваченной постгеосинклинальной активизацией (рис. В.1). Эта важная особенность должна быть учтена как при рассмотрении схемы глубинных процессов (темпы поднятия и его амплитуда должны объясняться перемещениями глубинного вещества тектоносферы и его преобразованиями, неравномерность может играть существенную роль в продолжающемся складкообразовании), так и при анализе физических полей региона (сложности введения поправки Буге в гравитике, учете вариаций поверхностных температур в геотермии и т.п.).

Молодость последней активной фазы геологической истории ведет к тому, что в регионе интенсивны аномалии физических полей, связанные с недавно завершившимся или еще продолжающимся тепломассопереносом в тектоносфере, четко проявлены структурные особенности частей региона, игравших различные роли в геосинклинальной истории. Основные структурные единицы представлены на рис. В.2, именно такое деление региона используется ниже при описании глубинных процессов и аномалий физических полей.

Анализ альпийской истории Карпат проводился авторами ранее с использованием представлений адвекционно-полиморфной гипотезы (АПГ) глубинных процессов в тектоносфере [Гордиенко, 1998, 2007, Гордиенко и др., 2003 и др.].

Однако альпийский временной интервал, привлеченный к рассмотрению, существенно ограничивал возможности исследования. В постановке задачи предполагалось, что к моменту начала активного тепломассопереноса альпийского времени условия для него были подготовлены предшествующим развитием, в частности – тепловой эволюцией верхней мантии. Приобретенный в прошедшее время опыт анализа длинных (включая ранний докембрий) рядов активизаций показал, что подобная «готовность» не является обязательной и должна быть серьезно аргументирована с привлечением анализа развития тектоносферы (включая эпизоды активного тепломассопереноса) за весь известный по геологическим данным период. Выявлена была и возможность реализации разных схем мантийной адвекции – одноэтажной и двухэтажной, а также распространение регионов с заметно различной радиогенной теплогенерацией.

Кроме того, в регионе в последние годы выполнены значительные дополнительные геофизические исследования, результаты которых могут повлиять на диагностирование многих особенностей схемы альпийских и постальпийских глубинных процессов. Прежде всего это новые геоэлектрические данные, полученные в Складчатых Карпатах, Закарпатском и Предкарпатском прогибах и на форланде. Они пока не позволяют исчерпывающе охарактеризовать каждую из перечисленных зон, получены, как правило, на секущих их профилях, но все же многие основные особенности геоэлектрической модели

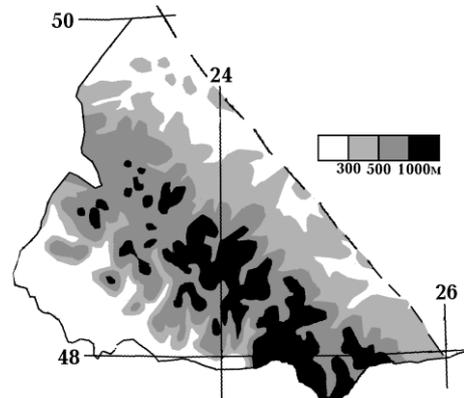


Рис. В.1. Современный рельеф (высота над уровнем моря) в Украинских Карпатах.

ВВЕДЕНИЕ

земной коры региона теперь кажутся выявленными с большой достоверностью. К модели верхней мантии это относится в меньшей мере. Появились новые сейсмологические данные о скоростных разрезах коры и верхней мантии Украинских Карпат. Размещение в пределах региона профилей ГСЗ и сейсмостанций, данные по которым будут использоваться во многих разделах монографии, приведено на рис. В.3.

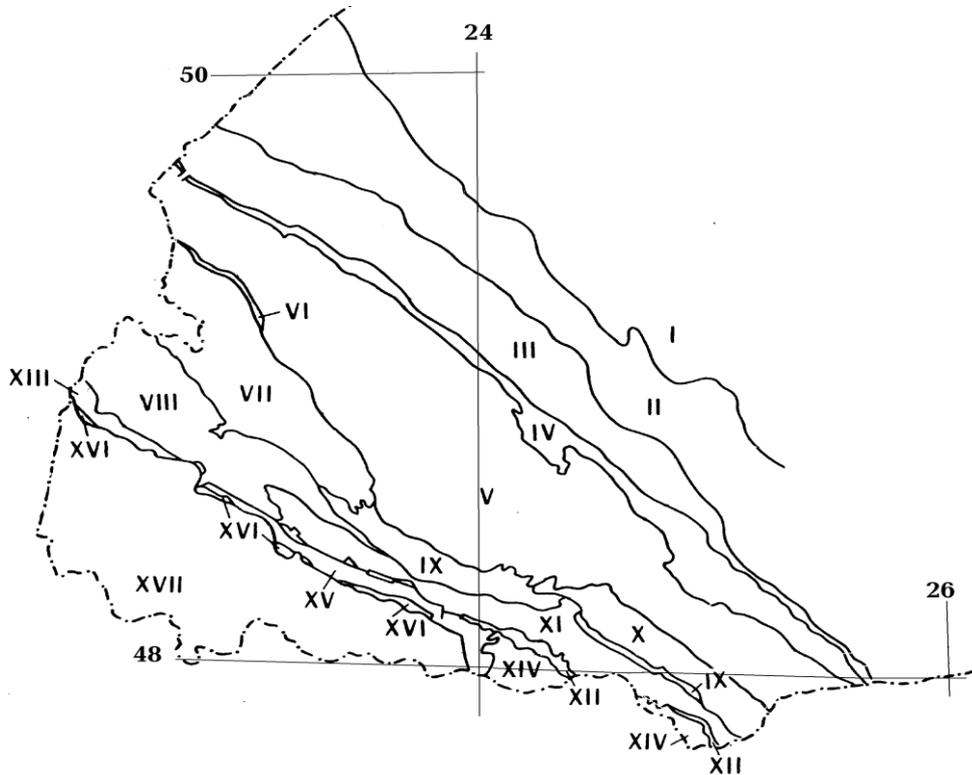


Рис. В.2. Структурное деление Украинских Карпат [Геологическая..., 1976].

I - окраина Восточно-Европейской платформы (Волыно-Подольская плита), II - Бильче-Волицкая зона, III - Самборская зона, IV - Бориславо-Покутская зона, V - Скибовая зона, VI - Розлучская чешуя, VII - Кросненская зона, VIII - Дуклянская зона, IX - Климовская зона, X - Черногорская зона, XI - Поркулецкая зона (Буркутская подзона, Суховская зона), XII - Раховская зона, XIII - Магурская зона, XIV - Мармарошский массив, XV - зона Мармарошских утесов, XVI - зона Пьенинских утесов, XVII - Закарпатский прогиб.

Дополнительная информация получена и по тепловому полю региона. В основном это касается Предкарпатского прогиба, где удалось заметно уточнить распределение глубинного теплового потока, контуры аномалий.

За последние годы произошли изменения и некоторых имеющихся в арсенале авторов приемов интерпретации данных глубинной геофизики. В анализе гравитационного поля (расчете аномальной мантийной составляющей) - появился учет изменения связи скорости сейсмических волн и плотности пород в объектах, содержащих заметные количества рудных, показана необходимость включения в модель изменений плотности из-за полиморфных преобразований подкоревой мантии, обусловленных вариациями температуры. В оценке скоростных разрезов, построенных в разные годы разными авторами с помощью различных методик, стал использоваться контроль решением прямых задач сейсмометрии. В геотермии началось применение рассмотрения тепловой истории за многие сотни млн. лет, предшествующей последним активизациям. В геоэлектрике - построение более адекватных реальности, чем прежние, двумерных и пленочных моделей.

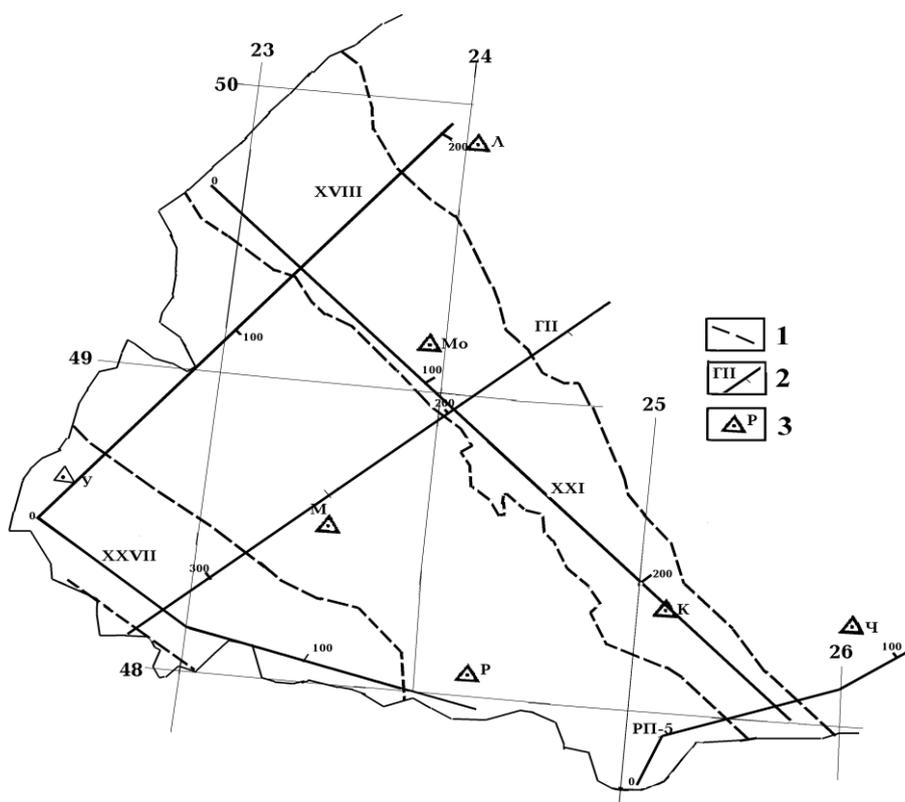


Рис. В.3. Расположение профилей ГСЗ и сейсмостанций.

1 – границы главных тектонических единиц,

2 – профили ГСЗ и их номера,

3 – сейсмостанции: Л – Львов, У – Ужгород, Мо – Моршин, М – Межгорье, К – Косов, Р – Рахов, Ч – Черновцы.

Перечисленные обстоятельства позволяют рассчитывать на проведение исследования тектоносферы Украинских Карпат на новом уровне детальности и достоверности.

Глава 1. Геологическая история

Карпатская альпийская геосинклиналь располагается на территории Украины лишь небольшой своей частью, современная структура ее определяется процессами постгеосинклинальной активизации. Поэтому тектоническое районирование часто не отражает альпийской, а, тем более, предшествующей геологической истории. Тем не менее, на нем необходимо хоть кратко остановиться просто для удобства привязки описываемых событий.

Принятое тектоническое районирование региона и описание его геологической истории основаны преимущественно на работах [Аронский и др., 1995, Бояджиев, 1984, Буров и др., 1976, Геологическая..., 1976, Глушко, 1994, Грачев, 1988, Данилович и др., 1977, Данилович, 1988, Дослідження..., 2005, Зациха, 1989, Карта..., 1988, Короновский, 1976, Круглов, 1985, 1999, 2001, Литосфера..., 1994, Ляшкевич и др., 2004, 2005, Магматизм..., 1983, Милановский и др., 1973, Науменко и др., 1984, Смирнова, 1984, Тектоническая..., 1986, Хаин, 1977, Хаин и др., 1971, Шумлянський та ін., 2008, Geodynamics..., 1998, Pozaryski et al., 1992 и др.]. Нельзя утверждать, что имеющиеся представления о последовательности и характере активных событий в регионе не могут измениться. Естет нерешенные задачи, мнения авторов существенно расходятся. Поэтому используемые ниже схемы тектонического районирования и развития относятся только к рассматриваемой части Карпат и могут содержать погрешности, возникшие при попытке учесть различные варианты описания развития региона.

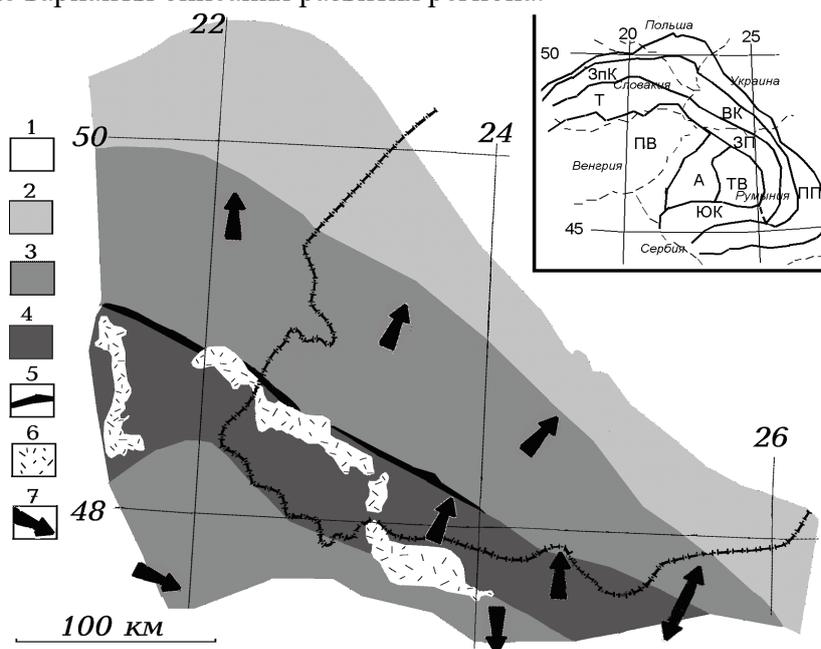


Рис. 1.1. Размещение геосинклинальных зон Восточных Карпат на территории Украины и в ближайших окрестностях.

1 - северо-восточный платформенный форланд Карпатской геосинклинали, 2 - Предкарпатский прогиб, 3 - зоны Складчатых Карпат и Дебреценская, 4 - зона Закарпатских прогибов, 5 - зона Пьенинских утесов, 6 - молодые вулканы, 7 - направления надвигов. На врезке: тектонические единицы Карпат и границы государств. ПП – Предкарпатский прогиб, ЗпК – Западные Карпаты, ВК – Восточные Карпаты, ЮК – Южные Карпаты, Т – Татры, ЗП – Закарпатские прогибы, ТВ – Трансильванская впадина, А – Апусени, ПВ – Паннонская впадина.

Считалось, что складчатые зоны на территории Украины и в ближайших окрестностях соответствуют прогибам, возникшим на фундаменте рифейского-каледонско-герцинского возраста. Они представлены: зоной Складчатых Карпат (СК), Закарпатской зоной (ЗК) и

Добреценской зоной (Д). К ЗК отнесены кроме фундаментов современных закарпатских прогибов - Восточно-Словацкого и Чоп-Солотвинского - полосы Пьенинских и Мармарошских утесов, Мармарошский массив, покровы Раховский и Чахлэу (рис. 1.1).

1.1. Рифей-неоген

Первый хотя бы приблизительно датированный геосинклинальный процесс в регионе можно отнести к готской эпохе, завершившейся около 1200 млн. лет назад. Присутствие его следов и на Волыно-Подольской плите (ВПП) [Гордиенко и др., 2011] указывает на значительность вовлеченной территории. Известны (за пределами Украинских Карпат) мощные толщи терригенных осадков, магматиты спилит-диабазовой формации, сейчас преобразованные в амфиболиты, очевидна гранитизация, образование гнейсовых куполов [Магматизм..., 1983 и др.]. Суммарная мощность осадочно-вулканогенного слоя, возникшего в этот период, оценивается огромной величиной – 20-25 км. Степень изменения пород позволяет утверждать, что они вошли в состав кристаллического фундамента региона. Оценка мощности пород среднего рифея в фундаменте собственно Восточных Карпат гораздо скромнее – около 2 км [Короновский, 1976].

Следующая геосинклиналь (байкальская) с возрастом складчатости около 900 млн. лет не отмечена на ВПП, ее восточная граница располагалась в районе линии Тейссейре-Торнквиста (рис. 1.2), западная граница неизвестна. По определениям абсолютного возраста пород фундамент байкальский в Добрудже и в Лежайском массиве. По мнению [Круглов, 1999] в Лежайском массиве фундамент каледонский, но приводимые аргументы не отрицают байкальского возраста пород срединного массива, возможно, входившего затем в состав каледонской геосинклинали.

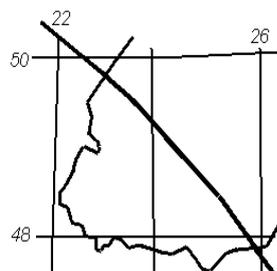
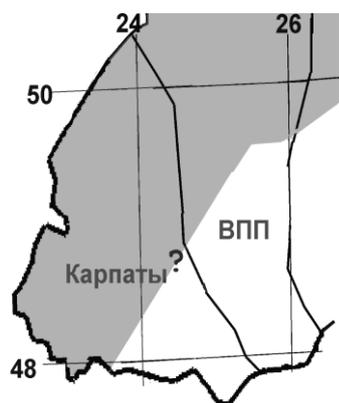


Рис. 1.2. Восточная граница Галицийской геосинклинали байкальского возраста [Короновский, 1976 и др.].

Активный тектонический процесс кадомской эпохи на территории рассматриваемого региона мог произойти у границы кембрия и венда. Речь идет о рифтогенезе в Волыно-Полесском прогибе (рис. 1.3). Соответствующие данные известны на ВПП и Белорусском массиве, продолжение прогиба в Карпатский регион вероятно, но не может считаться доказанным. Если такой процесс состоялся, то по [Гордиенко и др., 2011] он был



довольно своеобразен и включал два этапа с возрастом 600 и 550 млн. лет. Последняя датировка получена и в породах фундамента Восточных Карпат (средний кембрий [Стратиграфічний..., 1997]) для финального метаморфизма толщи мощностью около 4-5 км [Короновский, 1976]. Магматизм этого этапа отмечен только за пределами Карпатского региона.

Рис. 1.3. Предполагаемая территория Волыно-Полесского прогиба (серый контур) в Карпатском регионе.

В фундаменте Карпат кроме датировки метаморфизма финала герцинского этапа - 340 ± 20 млн. лет, пермской активизации - 250 ± 20 млн. лет, есть определение возраста 150 млн. лет – начала альпийского этапа на границе СК и ЗК [Данилович, 1988, Круглов, 1985 и др.]. Близкие датировки встречаются в Добрудже, в фундаменте Львовского прогиба, на периферии Лежайского массива. На небольшом расстоянии возраст складчатости определяется уже как каледонский на перечисленных выступах фундамента, в Силезии и севернее нее [Круглов, 1985, Короновский, 1976, Хаин, 1977]. Создается впечатление несколько растянутого геосинклинального цикла позднекаледонско-раннегерцинского возраста. Этот вариант

трактовки имеющихся фактов кажется более вероятным, чем признание двух расположенных рядом разновозрастных геосинклиналей. По данным [Короновский, 1976, Хаин, 1977] восточные границы герцинид и каледонид Карпат практически совпадают одна с другой и с представленной на рис. 1.2 границей байкалид. Суммарная мощность осадочно-вулканогенного слоя каледонско-герцинского возраста составляет вблизи восточной границы геосинклинали около 4 км [Короновский, 1976]. Расположение отдельных структурных элементов фундамента Мармарошского массива позволяет предполагать, что, несмотря на принятое согласие восточной границы геосинклинали (рис. 1.1 и 1.2), простираения палеозойской и альпийской областей активизации различались. Из других данных такой вывод не следует [Хаин, 1977].

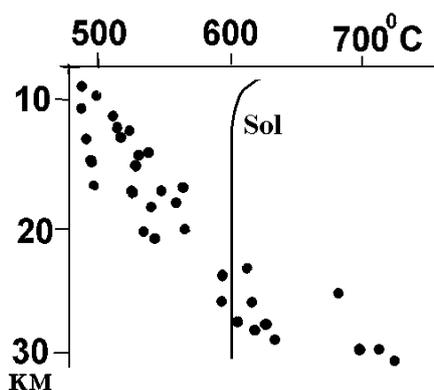


Рис. 1.4. Данные геотермометров для завершающего этапа развития палеозойской геосинклинали Карпат по [Данилович, 1988]. Sol – солидус пород амфиболитовой фации метаморфизма.

Палеозойский геосинклинальный процесс завершается региональным метаморфизмом, интенсивность которого, вероятно, существенно изменялась по площади региона [Данилович, 1988]. Сочетание прогрессивного и регрессивного этапов, диафтореза, процессов, связанных с последующими активными событиями истории пород (последние подтверждаются изменениями более молодых образований) затрудняют выделение данных геотермометров, отвечающих названному периоду развития палеозойской геосинклинали. Возможно, некоторое приближение результатов к искомым может быть достигнуто при использовании только сведений по центральным зонам зерен. Предполагается, что в этом случае будут исключены данные по результатам незавершенной перестройки минералов под влиянием изменившихся РТ-условий вследствие резкого замедления движений флюидов с падением температуры (Т). Такие данные приведены на рис. 1.4.

Представленное распределение температуры довольно полно характеризует условия в коре геосинклинали. Кроме того, сам по себе факт нахождения на современной поверхности пород, располагавшихся около 300 млн. лет назад на глубинах более 30 км может служить указанием на вероятность довольно быстрых вертикальных перемещений коровых блоков, которая привлекалась в [Гордиенко и др., 2005] для объяснения неравномерности эрозионного среза на Украинском щите (УЩ). Этот блок можно рассматривать как аналог известной зоны Ивреа в Альпах, демонстрирующей результат поднятия глубинной части земной коры примерно на 20 км [Alps..., 1978].

В самом конце палеозоя в регионе произошла активизация (вероятно, не геосинклинальная или рифтовая, а менее значительная, «одноактная»). Ее существование отмечается группой датировок пермо-триасового уровня [Данилович, 1988, Круглов, 1985 и др.].

Альпийские геосинклинальные процессы начинаются на территории рассматриваемого региона в позднем триасе-ранней юре (около 190 млн. лет назад).

"Содержание" геосинклинального развития в перечисленных выше зонах Украинских Карпат диагностируется с некоторой неопределенностью. Сопоставление мнений различных исследователей Карпатского региона позволяет наметить такую последовательность событий, не претендуя на большую достоверность их описания, чем достигаемая в других вариантах.

Процесс начинается в Закарпатской зоне шириной около 50 км примерно 190 млн. лет назад незначительным (возможно, неповсеместным) погружением и накоплением осадков. После складчатости (или, по крайней мере, перерыва в седиментации и временного поднятия) вблизи границы раннего и позднего мела (около 110 млн. лет назад) здесь вновь местами накапливались осадки, но лишь иногда темп седиментации составлял около 30

м/млн. лет, в основную часть периода перед складчатостью на границе палеогена и неогена (около 25 млн. лет назад) он не превышал 10÷20 м/млн. лет. Такой темп (5÷20 м/млн. лет) характерен для соответствующего периода истории прилегающей к Карпатам части Восточно-Европейской платформы [Круглов, 1985], т.е. этап эволюции зоны ЗК перед предполагаемой позднеальпийской складчатостью выглядит нетипично для геосинклинального развития. Впрочем, предшествующее осадконакопление также малоинтенсивно, поэтому в качестве критерия завершения геосинклинального процесса необходимо найти другой признак. Подобная ситуация в общем не является исключением для эвгеосинклинальных зон альпид. Заметным отличием от них кажется отсутствие силицидов среди осадков ЗК.

Заложение эвгеосинклинального прогиба [Круглов, 1985] зоны ЗК (190 млн. лет назад) сопровождалось на юго-западной границе появлением пород спилито-диабазовой формации и на северо-восточной - офиолитового комплекса - гипербазитовой и спилито-диабазовой формаций. На тех же границах зоны "...вспышки вулканической активности, сопутствующие инверсионному этапу, относятся к верхнему мелу и отчасти эоцену. Вулканизм приурочен...к несколько стабилизировавшимся зонам раннего заложения, которые до извержений местами претерпели складчатые деформации." [Круглов, 1985, с.80]. Возраст инверсии - около 120-90 млн. лет. Последующие проявления магматизма (примерно 50 млн. лет назад) в случае их увязки с историей ЗК (а они могут характеризовать и соседнюю зону СК) логично отнести к постгеосинклинальным событиям для ЗК.

В верхней юре (возраст около 150 млн. лет) Мармарошского массива установлены порфириты, диабазы и их туфы [Смирнова, 1984]

В середине мела (примерно 100 млн. лет назад) формируются складчато-надвиговые структуры в породах Мармарошского массива. В Зоне Утесов «...узкие клинья и небольшие чешуи мезозойских пород веерообразно надвинуты как к югу, так и к северу от центра этой зоны» [Короновский, 1976, с.221].

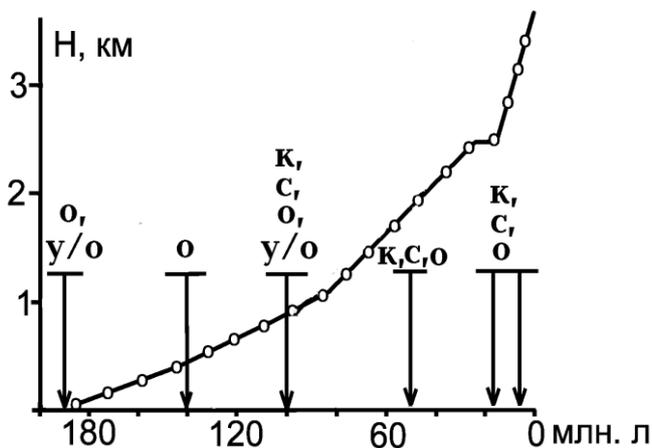


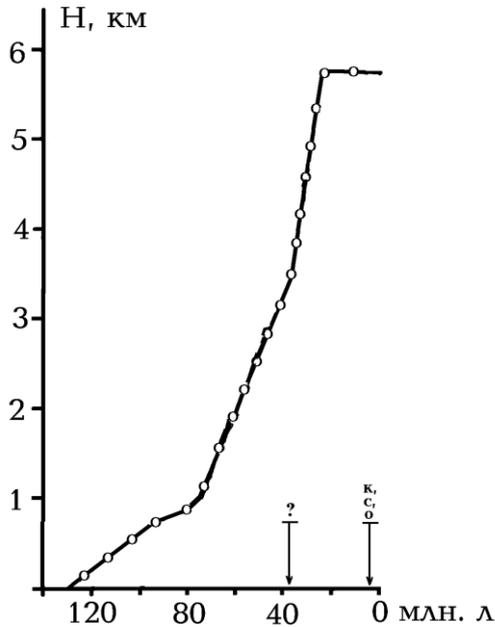
Рис. 1.5. Изменение мощности осадочного слоя и магматизм в альпийской геосинклинали зоне ЗК.
Магматические породы: у/о – ультраосновные, о – основные, с – средние, к – кислые.

Мезозойские породы Закарпатья включают ультрамафиты, выносят ксенолиты шпинелевых лерцолитов (т.е. материал подкорковой мантии, в случае большого прогрева – с глубин не более 100 км, но высокая магнезиальность пород может указывать на гораздо большую глубину первичного очага магм - авт.) [Ляшкевич и др., 2005].

За пределами Украинских Карпат магматизм возрастом около 90-100 млн. лет приурочен к очень длинной полосе, северный конец которой в Апусенях протягивается почти до ЗК. Здесь представлены породы от ультраосновных до гранитов. Глубины первичных очагов - 210±80 км, формируются очаги магм под корой – 55-60 км, в коре первичный очаг – на глубинах 32-25км и вторичный – 2-10 км [Бояджиев, 1984].

Приведенные сведения указывают на завершение основных геосинклинальных процессов в зоне ЗК на границе раннего и позднего мела. Естественно, активные события в зоне не прекращаются, так как вокруг этой довольно узкой полосы развиваются геосинклинали зон Складчатых Карпат и Дебреценской.

Миогеосинклинали зона Складчатых Карпат начинает прогибание (вначале сравнительно малоинтенсивное) в раннем мелу (около 130 млн. лет назад). Учитывая амплитуду надвигов на границах зоны, ее ширину в Украине можно оценить как изменяющуюся с северо-запада на юго-восток от 100 км до 50-60 км.



Темп седиментации, как и в зоне ЗК, увеличивается со временем, в целом он вдвое выше, чем в эвгеосинклинали (рис. 1.6). Основная часть осадков представлена мел-палеогеновым флишем.

Рис. 1.6. Изменение мощности осадочного слоя и магматизм альпийской геосинклинали зоны СК.

Усл. обозначения см. на рис. 1.5.

На юго-западной границе зоны СК начало процесса отмечается спилито-диабазовым магматизмом. Завершение активного мантийного теплопереноса в зоне СК можно с определенной долей вероятности соотнести с проявлениями эоценового магматизма на ее

границе примерно 40-50 млн. лет назад. Однако, по некоторым данным в Кросненской зоне "Початок олігоцену ... ознаменувався вулканічною активністю" [Шумлянський та ін., 2008, с.79]. Не исключено, что к событиям в этой области можно отнести и магматические проявления, возникшие около 90 млн. лет назад. Ситуация с магматизмом в зоне СК напоминает детально изученную в Донбассе: большинство изученных изверженных пород (за исключением образований Миусского дайкового комплекса) располагается на южной окраине герцинской геосинклинали, на границе с Приазовским массивом. По мнению З.М. Ляшкевич и О.М. Яцожинского общее описание магматизма Восточных Карпат (которое необходимо дополняется некоторыми сведениями за их пределами – см. выше) выглядит, как это представлено в табл. 1.1.

Возраст главного этапа образования складок и покровов в СК заметно изменяется на ее площади, составляя в среднем примерно 25 млн. лет. Миграция возраста складчатости (вероятно - и вдоль и поперек зоны) плохо прослеживается в украинской части СК, в частности, из-за наложенной позднепалеогеновой Кросненской впадины. Юго-восточнее (в Румынских Восточных Карпатах) миграция заметнее. Это явление типично для складчатых зон достаточно широких геосинклиналией, в частности, альпид Средиземноморского пояса, оно отмечено в Динаридах, Эллинидах и др. [Обуэн, 1967 и др.]. Миграция проявлений активизации, фиксируемая по геологическим данным, позволяет утверждать, что в широкой части зоны СК перемещения глубинного вещества происходили с некоторым разрывом во времени: на юго-западе раньше, чем на северо-востоке. Тогда вергентность складок и деформирующие напряжения сжатия должны быть ориентированы как поперек трога так и в направлении, близком к меридиональному. Этот вывод согласуется с данными тектонофизических исследований региона [Аронский и др., 1995]. "При этом напряжения часто не достигали предела прочности горных пород, что свидетельствует в пользу происхождения покровной структуры Карпат посредством гравитационного сползания толщ по наклонному основанию..." [Аронский и др., с.13].

Таблица 1.1. Магматизм альпийского этапа Карпат по [Ляшкевич и др., 2005]

Возраст	Комплекс	Породы	Формация	Место очага
N ₁ рп – N ₂	Выгорлат-	Базальты, Андезиты,	Андезитовая	Кора

ГЛАВА 1

	Гутинский	Риолиты, Дациты		
$N_{1\text{ bd}} - N_{1\text{ sm}}$	Доробратовский Новоселицкий	Андезиты-базальты, Андезиты, Туфы риолитов, риодацитов	Риодацитовая	Кора
$K_2 - E$	Телетефроидная примесь во флише			
K_1	Тростянецкий Вульховчикский	Базальты, Андезиты Трахиты, Долериты	Базальт- Трахитовая	Верхняя Мантия + Кора
$T_3 - J$	Закарпатский Рахово- Чивчинский Угольский	Базальты, Диабазы Плагиобазальты Лерцолиты	Толеитовая Ультрама- Фитовая	Верхняя Мантия
T_2	Закарпатский	Пикритовые туфы	Ультра- Мафитовая	Верхняя Мантия

Предполагалось, что в Дебреценской зоне складчатость произошла примерно в то же время, что и в СК (или незначительно раньше). Ширина структуры 50-60 км. В крайнем восточном фрагменте Д (Марамурешском прогибе, часть которого, возможно, погребена под осадками Трансильванской впадины) обнаружена южная вергентность складчатости [Глушко, 1994, Хаин и др., 1971], противоположная наблюдаемой в зоне ЗК. Восточная вергентность установлена и в основной части Д юго-западного простирания [Глушко, 1994]. Эта информация может указывать на исполнение зоной ЗК роли срединного массива в геосинклинали, объединяющей все три рассматриваемые зоны. Для самой Дебреценской геосинклинали геологическая история не изучена, отдельные признаки позволяют считать ее близкой к истории зоны СК. В районе, расположенном непосредственно за внешней границей зоны Д, геологическая история также неясна. Можно предполагать, что он не затронут процессами альпийского времени (глыба Тиссия?) и вовлечен в активизацию только на постальпийском этапе. Принятие того или иного варианта развития такой отдаленной от Украинских Карпат территории существенно не влияет на результаты моделирования глубинных процессов в тектоносфере рассматриваемого региона.

1.2. Современная активизация

На постскладчатом этапе развития (начиная примерно с 15 млн. лет назад) основная часть зоны ЗК и вся зона Д опускались, накапливая неогеновые молассы. Зона СК в это время поднималась и поднимается до сих пор. Такое распределение событий указывает на наложенный характер последних (плиоцен-плейстоценовых и, отчасти, миоценовых) процессов по отношению к собственно геосинклинальным.

Магматизм, предположительно отвечающий орогенной стадии геосинклинали, известен в зоне ЗК (срединном массиве?) начиная с 15 млн. лет назад. Эти проявления магматической активности - постскладчатые. В Закарпатье выделяются два этапа в пределах 10-15 млн. лет назад, начало представлено кислыми породами из очагов коровой магмы, потом появляются андезиты, первичный источник этой магмы располагается на глубине 50-100 км, температура в его пределах оценена в 1300-1350⁰С. Считать этот очаг коровым (см. табл. 1.1) следом за авторами [Ляшкевич и др., 2004] затруднительно (мощность коры в зоне ЗК менее 30 км). Впрочем, в этот период появляются и явно коровые кислые магматиты.

На первом этапе происходит последний значительный эпизод складчатости и образования надвигов (около 12 млн. лет назад) в Карпатах. С ним связаны в основном перемещения на внешней границе Складчатых Карпат, где окраинные скибы надвигаются на передовой прогиб и сминаются молассы неогена. Поднятие Складчатых Карпат на порядок превышает по скорости поднятие предшествующего периода, но длится недолго – около 4 млн. лет [Дослідження..., 2005]. Погружается только самая окраинная часть флиша. В

период 10-5 млн. лет назад уровень поверхности в зоне СК и обоих прогибах практически неизменен (исключение – незначительное погружение Мукачевской впадины).

По мнению авторов [Науменко и др., 1984] происходит всеобщая «... активизация структур байкальского, каледонско-герцинского и альпийского циклов.» [с.105]. Формируются две области магматизма в ЗК. Внутренняя вулканическая дуга с возрастом пород 15-5 млн. лет (контрастная формация из двух рядов – базальт-андезит-липаритового и дацит-липаритового), внешняя – 4-1,5 млн. лет (непрерывный андезито-базальтовый ряд). Ранний кислый вулканизм явно связан с коровыми источниками. Андезиты тоже коровые, но они – результат переработки (разрушения) нижней части коры базальтовыми вторжениями. Андезито-базальты – результат дифференциации в промежуточных очагах, имеющих подкоровый источник питания магмой. «Во внешней (флишевой) части (карпатского мегасвода – авт), в полосе амагматических сводовых поднятий развито телетермальное мышьяко-сурьмяное и отчасти ртутное оруденение.» [Науменко и др., 1984, с.111]. Т.е. магматические очаги, поставляющие телетермальные флюиды, существуют на этапе современной активизации и под внешне амагматичной миогеосинклиналью зоны СК. О возрасте гидротермальных проявлений сказано, что “...є деякі підстави вважати їх пізньопліоценовими...” [Шумлянський та ін., 2008, с.100]. Коровые очаги этих образований не совпадают с очагами магм Выгорлат-Гутинской гряды. Ниже гидротермальных проявлений в Складчатых Карпатах известны малые интрузии андезито-базальтов, микрогранитов, микродиоритов – т.е. пробуктов не только коровых, но и, возможно, мантийных очагов частичного плавления. Область известные телетермальные проявления, вероятно, ограничена северо-восточным краем Кросненской зоны [Шумлянський та ін., 2008]. Отдельные гидротермальные проявления простежены вплоть до границы Предкарпатского прогиба.

В южной части Предкарпатского прогиба, располагающейся на платформенном основании Молдавской плиты (район Бакэу), известно проявление магматизма, произошедшего 2-5 млн. лет назад [Милановский и др., 1973]. Он представлен андезитовыми туфами и туфобрекчиями (амфиболовыми и пироксеновыми). На Мезийской плите установлены дайки (подводящие каналы эродированных вулканов) базальтов. "Среди базальтов различаются оливин-пироксеновые, амфиболовые с анальцимом и анальцимовые лимбургитоидные разновидности. Они принадлежат к известково-щелочной магме с более или менее выраженной щелочной-натриевой (атлантической) тенденцией." [Милановский и др., 1973, с.176]. Анализ данных по обеим зонам приводит к выводу о том, что здесь встречены разные части одного комплекса [Милановский и др., 1973].

В первом случае обнажается только верхняя часть, во втором она уничтожена эрозией. В Кэлиман-Харгитской гряде Карпат они наблюдаются совместно. В продолжающей ее на северо-запад Выгорлат-Гутинской гряде по термомагнитным данным установлены глубины основных очагов базальтов и андезито-базальтов – 60 ± 10 км, липарито-дацитов - 27 ± 5 км, периферические очаги с магмами смешанного состава распространены вплоть до глубины около 7 км [Глевасская, 1983].

Очевидно, что глубины магматических очагов распределены таким же образом, как в период завершения геосинклинального развития зоны ЗК (см. выше), т.е. в коре присутствуют кроме основного очага плавления на глубине порядка 20 км и вторичные вторжения в верхнюю часть, которые также питают вулканы.

Химизм андезитов Мезийской плиты и Кэлиман-Харгитской гряды указывает на глубину промежуточной дифференциации магмы около 100 км, магма сформировавшихся позднее (но в пределах того же этапа магматической активизации) оливиновых базальтов по геохимическим и термомагнитным данным дифференцирована на глубине около 50 км [Бродская и др., 1972] и возникла на глубине 200 км. Последняя информация относится к современной активизации за пределами геосинклинали, на Мезийской плите, где до начала процесса не существовало подкоровой астеносферы.

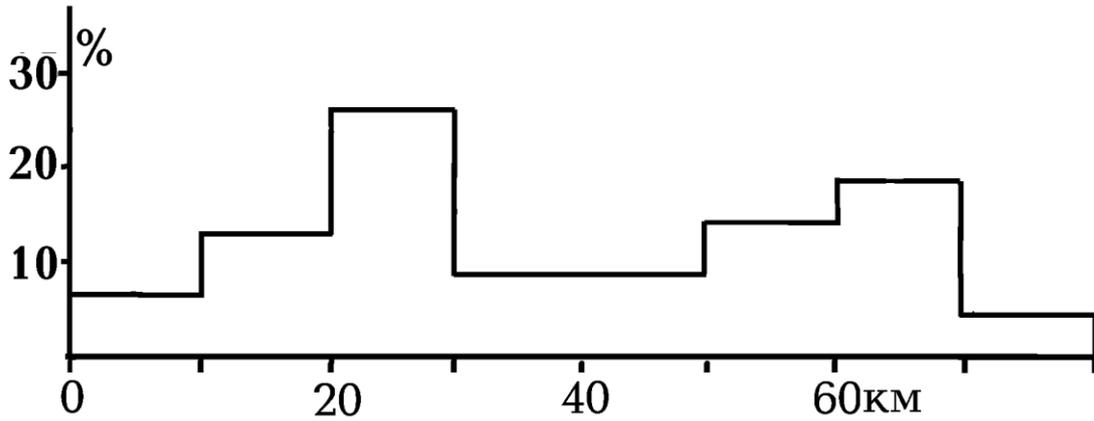


Рис. 1.7. Гистограмма распределения глубин магматических очагов, с которыми связаны молодые породы Выгорлат-Гутинской вулканической гряды по данным [Глевасская, 1983].

Здесь уместно собрать данные о глубине некоторых очагов магматизма, появившихся в истории альпийской геосинклинали Украинских Карпат, приведенные в цитированной выше литературе (табл. 1.2.)

Таблица 1.2. Глубины очагов магматизма альпийского возраста в Украинских Карпатах

Возраст, млн. л	Глубины, км
190	Мантия
150	Мантия+Кора
110	210→60→30→5
40-50	Мантия+кора
12	Кора, 50-100
2	50-60→27→7→2

В последние 5 млн. лет заметное поднятие испытывают все части региона, включая передовой и тыльный прогибы. Но часть Закарпатского прогиба - Мукачевская впадина - «подключается» к поднятию только около 1 млн. лет назад [Дослідження..., 2005] (рис. 1.8).

При таких темпах поднятий высота рельефа (без учета эрозии) должна была бы достигать в Складчатых Карпатах 3 км, даже если поднятие начиналось с уровня моря. Реальные высоты в 2-3 раза меньше. Фактические амплитуды перемещений поверхности за последние 5 млн. лет меньше почти на порядок (см. ниже).

Изученные различия в темпах перемещений для различных частей региона оцениваются в виде градиентов от 2-7 м/км/млн. лет до величин на порядок меньших и явно приводят к “...зісковзуванню об’ємів порід у лобових частинах антиклінально-насувних структур... у пізньому бадені та пізньому паноні.” [Дослідження..., 2005, с.26].

Простирание зон поднятий для Складчатых Карпат принципиально не изменилось, в Предкарпатском прогибе ситуация радикально преобразована: интенсивные прогибания на севере и менее значительные на юге сменились поднятиями. Примерно такая же смена знака произошла и в Закарпатском прогибе, хотя здесь и сохранились зоны преобладающих опусканий в Мукачевской впадине.

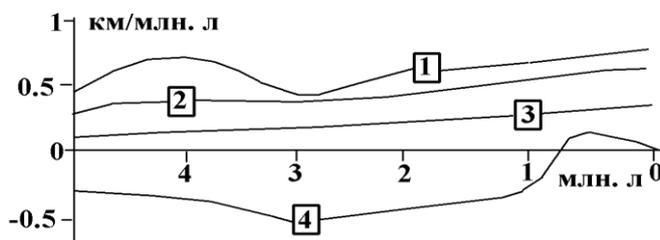


Рис. 1.8. Скорости перемещений поверхности Земли в последние 5 млн. лет в Украинских Карпатах [Дослідження..., 2005].

1 – Складчатые Карпаты, 2 – Предкарпатский прогиб, 3 – Солотвинская впадина, 4 – Мукачевская впадина Закарпатского прогиба.

Для Закарпатского прогиба по некоторым данным, приводимым в [Дослідження..., 2005], можно предположить, что показанные на рис. 1.9 перемещения поверхности произошли за последние 3 млн. лет (в позднем плиоцене – плейстоцене). Данные работы [Верховцев, 2006] о перемещениях поверхности за последние 3 млн. лет в большей части Предкарпатского прогиба показывают, что в северном фрагменте основные поднятия произошли в этот период, в южной части – между 5 и 3 млн. лет назад (причем были гораздо интенсивнее, чем на севере).

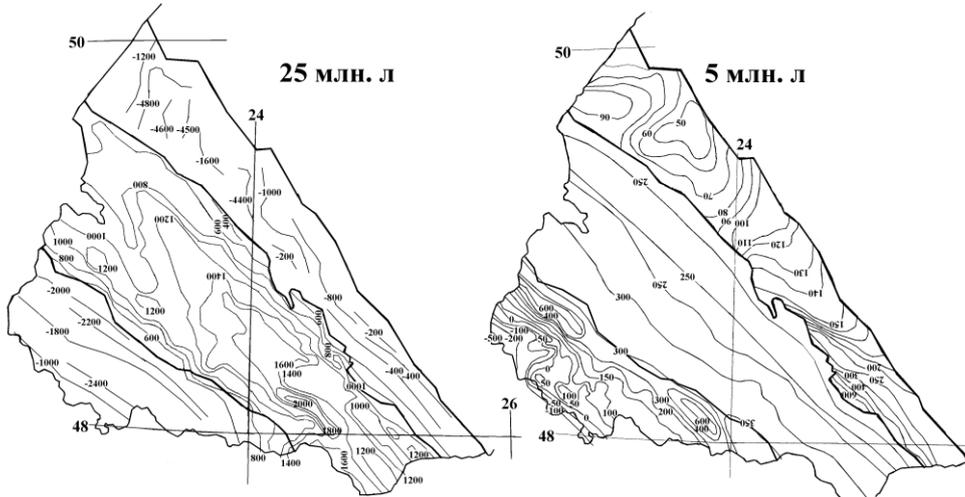


Рис. 1.9. Амплитуды перемещений поверхности (в м) в Карпатском регионе за периоды последних 25 и 5 млн. лет [Дослідження..., 2005, Атлас..., 2002, Палиенко, 1992].

Складчато-блоковые перемещения приводят к оживлению разломов, образованию новых нарушений, надвигов и раздвигов. Сетки разломов заметно различаются для периодов активизации в течение всего неогена-антропогена и в последние 3 млн. лет (рис. 1.10).

На последнем этапе активизируются нарушения меридионального простирания, которые не проявлялись в предшествующей неогеновой истории Карпатского региона. Это может свидетельствовать о некотором расхождении плана перемещения глубинного (мантийного?) вещества на этапе современной активизации по сравнению с характерным для геосинклинального периода истории региона.

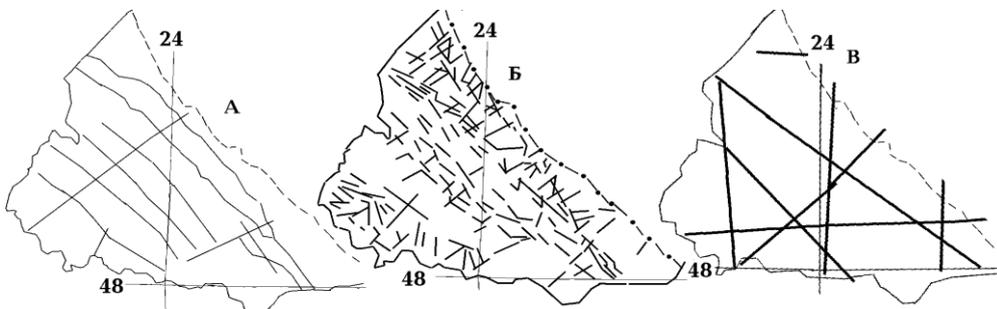


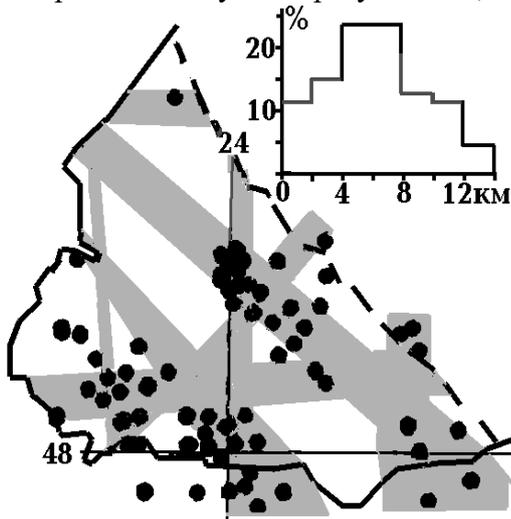
Рис. 1.10. Активизированные разломы Карпатского региона.

Активизированные в течение 25 млн. лет: А - основные глубинные разломы, надвиги и раздвиги, разделяющие блоки с разным характером современных движений [Дослідження...,

2005], Б – все участки разломов, активизированные в течение 25 млн. лет [Атлас..., 2002], В – разломы, активизированные в течение 3 млн. лет [Верховцев, 2006]

Разломообразование в Карпатах сопровождается землетрясениями. Их гипоцентры располагаются (за исключением зоны Вранча, находящейся за пределами изучаемого региона, и границы Паннонской впадины и Апусеней – см. ниже) в коре. Распределение эпицентров показано на рис. 1.11.

Землетрясения явно приурочены к разломам, активным в период современной активизации, и к местам их пересечения. Гистограмма распределения глубин гипоцентров построена без учета результатов, относящих события просто к коре. В этом случае



оказывается, что диапазон глубин довольно ограничен, не выходит за пределы осадочно-вулканогенного слоя региона.

Рис. 1.11. Эпицентры землетрясений Украинских Карпат (черные точки) [Атлас..., 2002, Сафронов, 2005], зоны разломов, активных в последние 3 млн. лет (серые полосы) [Верховцев, 2006], и гистограмма распределения глубин гипоцентров [Сафронов, 2005, Назаревич, 2005].

Информацию о наличии мантийного этажа процесса современной активизации можно получить по результатам изучения изотопии гелия. Относительная концентрация ^3He (обычно представляемая как $R = (^3\text{He}/^4\text{He}) \cdot 10^8$) в мантии на три порядка выше, чем в коре. Это связано с интенсивным производством ^4He в процессе радиоактивного распада в коровых породах, в мантии он гораздо слабее, в ней сохраняется относительно много первичного газа, обогащенного ^3He . Поэтому вынесение глубинными флюидами даже небольшой доли мантийного гелия, освобождающегося при плавлении мантийных пород, создает заметную аномалию R. Исследования в Украинских Карпатах позволили обнаружить такие аномалии и увязать их возникновение с современной активизацией [Гордиенко и др., 2001] – рис. 1.12.

Проведенные авторами оценки фоновой величины R показали, что аномальными можно считать значения параметра, превышающие 6 [Гордиенко и др., 2001]. На рис. 1.12 видно, что значительные аномалии R сосредоточены в Закарпатском прогибе и прилегающей части Складчатых Карпат. Т.е. в этих частях региона современная активизация сопровождается плавлением мантийных пород. Однако трудности диагностики возмущений изотопного отношения гелия могут привести к пропуску аномалий.

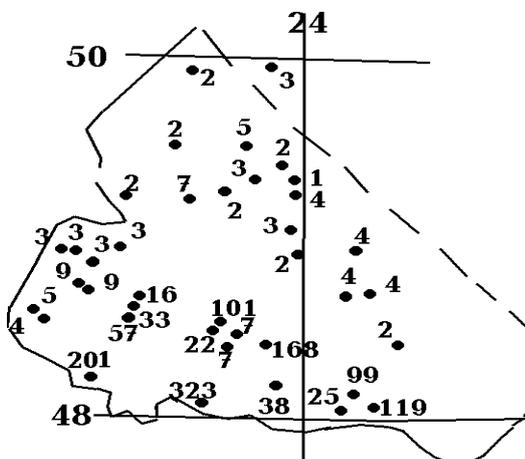


Рис. 1.12. Распределение величины R в водорастворенных газах и газах месторождений углеводородов Украинских Карпат [Гордиенко и др., 2001 и др.]

При выполнении всех разработанных к настоящему времени методических требований отбора и анализа газов нерешенной остается проблема осуществимости их транспортировки из глубинного источника к поверхности. Для достижения глубины отбора пробы необходимо

свободное и быстрое перемещение флюида на значительное расстояние к моменту исследования. Даже временное перекрытие подводящего канала к источнику или месторождению углеводородов приведет к исчезновению аномалии. Поэтому низкие значения R не обязательно означают отсутствие мантийного гелия на более значительной глубине в коре на данном участке.

1.3. Структура осадочного слоя

Рассмотренные выше разновозрастные и разнохарактерные процессы, формировавшие Украинские Карпаты, привели к возникновению осадочного слоя, сложенного мезо-

кайнозойскими породами (известные в Карпатах за пределами фундамента Предкарпатского прогиба палеозойские образования преобразованы высокими температурами и давлениями в степени, делающей их отнесение к осадочным сомнительным) переменной мощности, литологии, степени диа-, ката- и метагенеза.

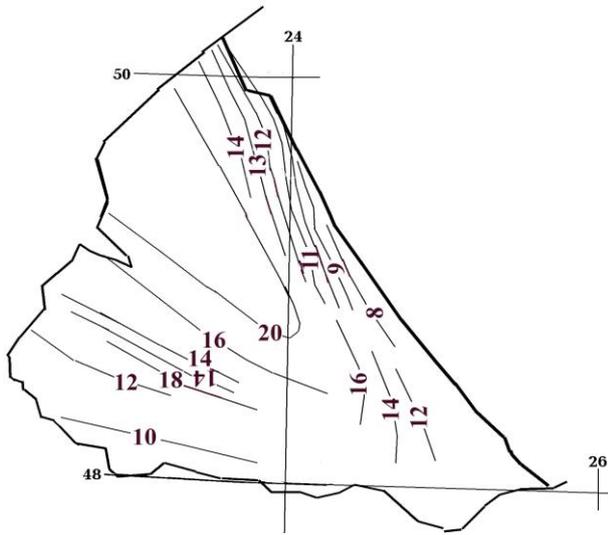


Рис. 1.13. Мощность осадочного слоя (в км) Карпатского региона [Атлас..., 2002]

их обоснованность вызывает сомнение. В Предкарпатском прогибе мощность моласс во внутренней зоне достигает 6-7 км, что составляет около половины общей толщины слоя (рис. 1.13). Мощности нижележащих фанерозойских образований в тех местах, где они непосредственно изучены, не столь значительны.

Суммарная толщина слоя представлена на рис. 1.13. Она заметно различна в Складчатых Карпатах и прогибах. Абсолютные величины чрезвычайно велики,

их обоснованность вызывает сомнение. В Предкарпатском прогибе мощность моласс во внутренней зоне достигает 6-7 км, что составляет около половины общей толщины слоя (рис. 1.13). Мощности нижележащих фанерозойских образований в тех местах, где они непосредственно изучены, не столь значительны.

То же можно сказать об осадках Закарпатского прогиба, относящихся к альпийскому этапу геологической истории. Еще большие величины мощности осадочного слоя (превышающие 20 км – рис. 1.13) представлены в Складчатых Карпатах. Данные о палеозойских породах Мармарошского массива и общие представления об изменении свойств первично-осадочных образований под воздействием высоких давлений и температур при погружении в глубоких осадочных бассейнах [Гордиенко, 1999, Данилович, 1988, Логвиненко, 1967 и др.] показывают, что при прогреве, отвечающем недрам геосинклинали, поздний катагенез достигается на 3,5-7,5 км и температуре 100-200⁰С, глубже 10 км при 300⁰С породы преобразуются в метаморфические и не могут быть отнесены к осадочному слою.

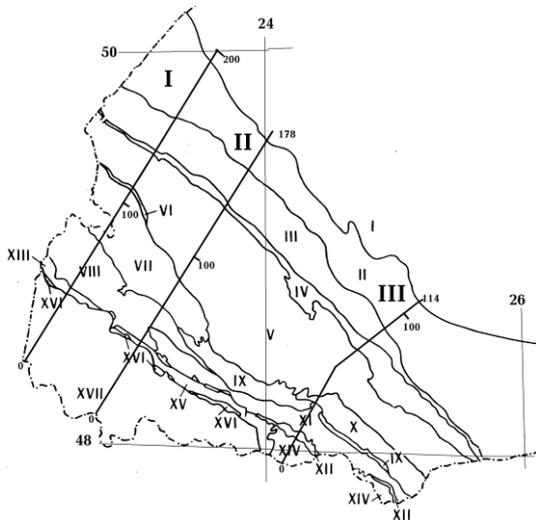


Рис. 1.14. Расположение профилей, вдоль которых построены разрезы осадочного слоя Украинских Карпат [Геологическая..., 1976]. Названия зон – на рис. В.2.

Более детальная информация об осадочном слое представлена на поперечных разрезах верхней части земной коры Карпат (рис. 1.14 и 1.15). На них прослеживаются вариации мощности образований разного возраста в тектонических зонах региона.

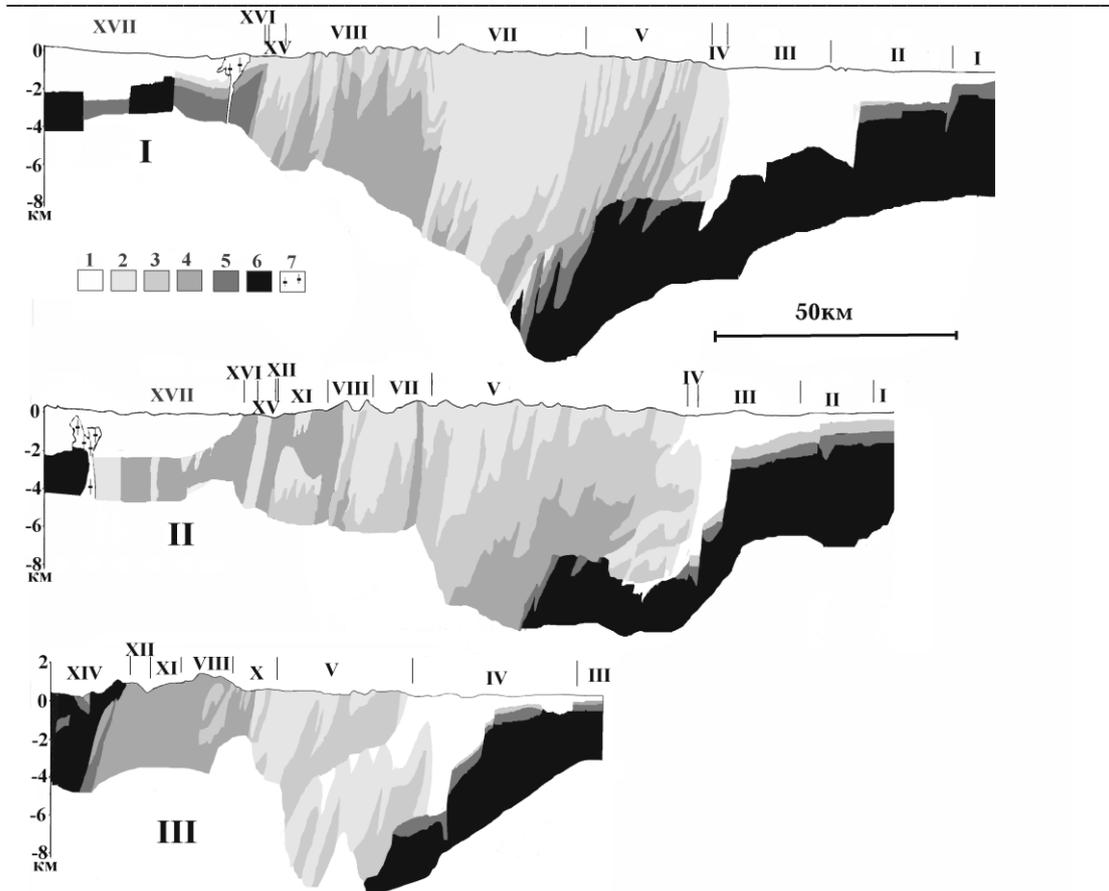


Рис. 1.15. Разрезы верхней части земной коры Карпатского региона вдоль профилей I-III по [Геологическая..., 1976].

1 – неоген, 2 – палеоген, 3 – поздний мел, 4 – ранний мел, 5 – юра-триас, 6 – палеозой-докембрий, 7 - молодые интрузии.

Можно видеть, что мощность альпийского осадочного комплекса существенно меньше, чем толщина осадочного слоя неясного состава на рис. 1.13. Причем речь идет о мощности «скибовой» конструкции с повторяющимся мел-палеогеновым разрезом.

Впрочем, юго-западнее Скибовой зоны подошва альпийского осадочного комплекса на разрезах не просматривается. Предположительно она находится на глубине не менее 10-12 км.

Несмотря на значительный объем данных, поставляемых керном глубоких скважин (до 7 км во внутренней зоне Предкарпатского прогиба, до 3-4 км в Складчатых Карпатах и Закарпатском прогибе), структура осадочного слоя, представленная на разрезах вдоль профилей I-III, в большой мере отражает не фактический материал, а представления авторов [Геологическая..., 1976] о процессах формирования складчатости (рис. 1.15). Не оспаривая возможности такой структуры слоя в верхней части разреза, следует отметить малую вероятность ее распространения на большую глубину. На современной поверхности флишевой толщи обнажаются породы, измененные на стадиях раннего и позднего катагенеза [Габинет, 1985, Попп, 2007 и др.], т.е. при температурах от 80 до 200⁰С на глубинах от 2-3 до 6-7 км. Соответствующий уровень эрозионного среза не противоречит данным, приведенным на рис. В.1, 1.8 и 1.9. Исследования пластичности горных пород, в частности, входящих в состав флишевого комплекса [Шевчук и др., 1999], показывают, что она достигается при условиях, сопоставимых с теми, в которых пребывали в момент складчатости даже породы, ныне находящиеся на дневной поверхности.

При давлениях 200-250 МПа (отвечающих глубинам 8-10 км) даже при комнатной температуре деформации при нужном стрессе достигают десятков процентов размера

экспериментального объекта и не зависят от давления, т.е. при сохранении деформирующих сил можно очень сильно изменить линейные размеры блока осадочной породы (включая мрамор и другие метаморфиты). Предельные величины в экспериментах не установлены. Текучесть гранитов наступает при нормальной температуре после 380 МПа (15 км) [Шевчук и др., 1999]. Общеизвестно, что высокие температуры существенно сокращают давление, при котором достигается порог пластичности. Поэтому можно ожидать, что уже на глубинах более нескольких километров в реальных условиях формирования складчатой зоны Карпат хрупкие деформации (включая образование разломов и перемещение по ним) могут происходить только при очень быстром нарастании стресса. В самой верхней части разреза они более вероятны. Некоторым подтверждением этого тезиса могут служить данные сеймики (ГСЗ и КМПВ), выявляющие довольно гладкую подошву осадочного комплекса Карпат (относительные смещения отражающих площадок невелики, их разнообразные наклоны отражают скорее известную неравномерность ката- и метагенетических преобразований блоков пород [Данилович, 1988]). Ведь в случае существования на этой глубине серии разломов, уходящих корнями в среднюю и нижнюю часть коры (или даже в мантию) должна была бы возникнуть сложная структура границы, отвечающая разновысотному расположению блоков фундамента, породы которых значительно отличаются по упругим свойствам от вышележащих. Такие конструкции, отражающие резкое погружение блока внутренней зоны Предкарпатского прогиба и резкое поднятие кристаллических массивов на границе с Закарпатским прогибом, фиксируются на северо-восточной и юго-западной границах Складчатых Карпат.

Наиболее распространенные в Карпатах глубины гипоцентров землетрясений (5-7 км – рис. 1.11) вероятно приходятся на верхнюю часть кристаллического (метаморфического) фундамента различного возраста, расположенную над более глубоким слоем консолидированной коры, где при реальных современных температурах (более 200⁰С – см. гл. 2) достигается пластичность.

Подводя итог анализу геологической истории региона и сформированных ею структур, можно утверждать, что значительная часть установленных фактов допускает количественное (пусть часто – на оценочном уровне) описание. Это может послужить хорошей основой для их сопоставления с результатами моделирования, отражающего представления той или иной гипотезы глубинных процессов. Однако данных о границах и датировках активизированных зон разного возраста в пределах региона явно недостаточно для построения моделей глубинных процессов с максимально возможной достоверностью.

Глава 2. Глубинные процессы

Схема глубинных процессов (теплопереноса в тектоносфере) построена для Карпатского региона Украины в соответствии с представлениями адвекционно-полиморфной гипотезы (АПГ), неоднократно использовавшейся с этой целью для фрагментов континентов и океанов с разными эндогенными режимами [Гордиенко, 2007 и др.]. Она подразумевает саморазвитие тектоносферы под влиянием выделяющейся в ней радиогенной энергии, однако при достижении ее запаса, необходимого для активизации, время начала последней может быть уточнено по имеющимся сведениям о геологической истории. Промежутки между активизациями определяются временем, необходимым для накопления энергии, требующейся для образования 1-3 квантов тектонического действия – КТД [Гордиенко, 2007 и др.].

Считалось, что примерно до 1,2 млрд. лет назад глубинные процессы в регионе заметно не отличались (возможно, за исключением несколько повышенной частоты активизаций – см. ниже) от происходивших в тектоносфере Украинского щита и Волыно-Подольской плиты. Затем последовал длительный перерыв в активности вплоть до 900 млн. лет назад, до событий в Галицийской геосинклинали. После их завершения вновь наступил длительный «тектонический покой» до 600 млн. лет назад, когда большая часть региона оказалась в пределах зоны рифтогенеза Волыно-Полесского прогиба. Возраст последующей активизации можно оценить очень условно: примерно 400-450 млн. лет назад начинаются активные процессы в герцинской геосинклинали, дополненные после их завершения пермской активизацией. Геосинклинальный режим возобновляется в разных зонах Украинских Карпат 190 и 150 млн. лет назад, завершающий этап дополняется современной активизацией.

Очевидно, что создаваемые модели глубинных процессов гипотетичны, их соответствие реальности можно обосновать, сравнивая последствия с экспериментально установленными данными. Методики сравнения можно разделить на две группы. В рамках первой физические свойства пород коры и мантии в модели первого приближения, построенной по представлениям гипотезы, изменяются таким образом, чтобы достичь согласия расчетных полей (гравитационного, магнитного, теплового) с наблюдаемыми или согласия с моделями (сейсмологическими, геоэлектрическими). При соответствии проявлений процесса геологической истории региона таким образом можно (если требуемые изменения параметров реальны) доказать, что гипотеза не противоречит геолого-геофизическим данным. Вторая группа подразумевает построение гипотетической модели и ее непосредственное (без подбора параметров) сравнение с количественно охарактеризованными событиями геологической истории и геофизическими полями и моделями. Различия должны объясняться погрешностями построений. Естественно, вторая группа методик эффективнее контролирует гипотезу. Но для ее использования последняя должна обеспечивать расчет отвечающих процессу геологических событий и распределений физических свойств с приемлемой точностью. Такой уровень разработки достигнут адвекционно-полиморфной гипотезой глубинных процессов.

Следует отметить важный аспект сравнения геофизических данных с моделями глубинных процессов, касающийся возраста источников аномалий полей. Изучаемые физические поля по определению современны. Они могут контролировать процесс, если его следы в распределении физических свойств вещества тектоносферы до сих пор достаточно велики. Когда речь идет об изменении свойств в связи с изменением состава пород в каком-либо интервале глубин (например, изменении мощности коры), можно обоснованно предполагать, что после завершения активного процесса аномалии сохранятся неопределенно долго. Такие следы стирает только последующая активизация, если ее ход предполагает воздействие на состав. Аномалии свойств, связанные с температурами, исчезают геологически довольно быстро. Ниже приведены тепловые модели тектоносферы

Карпат, включая современную. Ее аномальность обусловлена только процессами в альпийской геосинклинали и зонах современной активизации, т.е. только их последствия могут проявиться в возмущениях физических полей. Предшествующие не оставили заметных следов в тепловом поле коры и верхней мантии региона. Соответственно отсутствуют отвечающие им аномалии скорости сейсмических волн, плотности, электропроводности пород.

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

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

Поэтому одной из целей данной главы было систематическое изучение магматических проявлений альпийского (наиболее исследованного) этапа истории Карпат, позволившее выявить эволюцию глубин очагов расплава в тектоносфере. Эти результаты дополнили имеющиеся в литературных источниках (см. гл. 1). Следующим шагом было построение тепловых моделей и прогноз геологических событий, доступных контролю, затем – собственно контроль, сопоставление расчетных и наблюдаемых проявлений глубинного процесса в приповерхностной зоне. Сравнение с геофизическими данными проведено в соответствующих главах монографии.

В работе использовалась только одна гипотеза глубинных процессов. Другие с точки зрения авторов не имеют такой степени проработки, который позволял бы достичь степени доказательности, характерной для АПГ. Многократное применение представлений гипотезы тектоники плит к материалам Карпато-Динаридского региона, в сущности, только дискредитирует эту концепцию: разными авторами построены взаимоисключающие модели процесса [Круглов, 2001, Литосфера..., 1993, Структура..., 1980, Чекунов, 1972 и др.].

1.2. Анализ состава магматических пород и глубины очагов магмы

Магматические породы Карпат рассмотрены по данным работ [Данилович, 1988, Данилович и др., 1977, Лазаренко и др., 1963, Ломизе, 1966, Магматизм..., 1982, Магматизм..., 1983, Малеев, 1975, Милановский и др., 1973]. Для разделения на возрастные этапы и оценки глубины очагов магнообразования использована смена химического и минерального состава. Результатом должно было стать описание изменений во времени глубины магматических очагов в зонах ЗК и СК. Их соседство и близость временных рамок активных процессов приводит к трудности отождествления проявлений магматизма с той или иной зоной. Многие описанные в литературе и упоминаемые ниже магматические породы региона возникли у контакта рассматриваемых зон ЗК и СК или непосредственно на их контакте (это районы Драгово-Новоселица, Горинчево-Широкий Луг, Шопурка-Черный Черемош). Привязка таких пород к зонам не может быть проведена с полной определенностью.

Рассмотрение магматических пород Закарпатья приводит к однозначному выводу: от начала развития альпийской геосинклинали до постгеосинклинальной активизации зона эволюционирует как часть структуры, окаймляющей с севера и северо-востока Паннонский массив и продолжающейся через Апусени до Среднегорья Балкан (ниже - КАС). Поэтому при анализе условий формирования магматических пород ЗК они сопоставлялись с породами этой структуры, что облегчало диагностику глубины очагов.

Наиболее древние магматические породы зоны ЗК датируются примерно ранней юрой -190±20 млн. лет назад. Это лерцолиты на юге полосы утесов. Минеральный состав: оливин (фаялит - 8-11%), гиперстен (12-16% железистости), клинопироксен - авгит. Рудные:

шпинель (пикотит), хромит, магнетит. По-видимому, к этому же этапу относятся габбро-диабазы - плагиоклаз-пироксеновые и кварцсодержащие породы (ксенолиты в диорит-порфирах в районе Вышково). Возможно, они являются частью расслоенного гипербазитового массива начальных этапов развития геосинклинали (подобного Приазовскому комплексу Донбасса), не выведенному на поверхность уровнем эрозионного среза, и характеризуются максимальной глубиной очага. Несомненно, лерцолит является результатом глубинной дифференциации, его петрохимический состав точно соответствует результату плавления стандартного мантийного субстрата на глубине около 200 км. Не совсем понятно отсутствие граната в его составе, однако, наличие хромита и пикотита подтверждает сделанный вывод.

Диабазы возрастом 130-140 млн. лет вскрыты скважинами в Береговском районе ЗК. Они описаны как зеленокаменные породы Берегово (диабазы, спилиты и их туфы) [Лазаренко и др., 1963]. Вторичные изменения - хлоритизация и карбонатизация. Спилиты переслаиваются с яшмами, кремнистыми известняками. Синхронные им образования спилито-диабазового комплекса известны также на границе зон ЗК и СК. Они представлены диабазами и базальтовыми порфиритами, подушечными спилитовыми и базальтовыми лавами. Породообразующие минералы: плагиоклазы и пироксены, второстепенные: апатит, ильменит, титанит. Редки биотит и циркон. Вторичные - хлорит, лотрит, эпидот, кальцит, пренит, серицит.

В КАС офиолитовая ассоциация сопровождается известняками (доломитами) с прослоями песчаников, радиоляриевых кремнистых сланцев, радиоляритов, яшм, красных глин. Среди изверженных пород преобладают оливиновые базальты, лимбургиты, им сопутствуют малые тела оливинового или пироксенового габбро. По петрографическому составу и условиям образования офиолитовая формация близка к спилит-диабазовой, с которой пространственно связана. Породы спилито-диабазовой формации КАС точно соответствуют породам спилит-диабазового комплекса границы СК и ЗК, магма которых дифференцирована на глубине 100 км.

Недифференцированные разности образуют породы офиолитовой группы (непосредственно в ЗК и СК неизвестные), которые сменяются спилитами и диабазами, не содержащими оливина. Петрохимический состав диабазов для Al_2O_3 и MgO , наиболее чутких к изменению давления в очаге дифференциации, приближается к их содержанию в породах, дифференцированных на глубине 100 км (спилито-кератофировой формации). Содержания же SiO_2 , CaO , щелочей близки к таковым для пород, дифференцированных на 150 км. Можно предположить, что рассматриваемый этап магматизма отвечает второму проявлению магматизма в ЗК и первому - в СК.

В коньяке-сантоне (около 90 млн. лет назад) образованы калиевые диабазы, приуроченные к южной части полосы утесов (район Драгово-Новоселица). Агломераты преобладают над потоками лав с реликтовой порфириковой структурой и лейстами КПШ. Толщи агломератов подстилает и перекрывает пуховский мергель, в котором аномально высоки концентрации гранатов. Породы ультраосновные с большим количеством алюминия, закисного железа (до 15%), полным отсутствием окисного железа, натрия, высоким (до 15%) содержанием карбоната. Это - образования лампрофирового ряда (смесь кимберлита и лейцитита), отражающие процесс выноса вещества больших глубин (более 200 км) непосредственно под кору (на 50 км).

Вероятно, несколько позже возникли палеогеновые спилиты и кератофиры в районе Горинчево-Широкий Луг. Порфириковые вкрапленники - альбит, темноцветные представлены пироксеном. Миндалины выполнены кальцитом, хлоритом. Состав их (минеральный и петрохимический) соответствует породам, магма которых дифференцирована на глубине 100 км.

В КАС этим породам соответствуют образования базальт-андезитовой формации возрастом 60-90 млн. лет (андезиты и андезито-базальты амфибол-пироксеновые, пироксеновые и амфиболовые с биотитом) и трахибазальт-латитовой формации - 70-80

млн. лет (трахибазальты, оливиновые базальты, пикриты, лейцититы, латиты). Петрохимическая характеристика: калий-субщелочной химизм с пониженным содержанием SiO_2 , повышенной магнезиальностью и нормальной железистостью (как в породах района Драгово-Новоселица). Трахибазальтовый вулканизм (аналог магматизма района Горинчево-Широкий Луг) проявлен в основном позднее базальт-андезитовой формации. Первые магмы дифференцированы на глубине 100 км, при образовании вторых подъем магмы происходил с глубин около 200 км непосредственно под кору.

В среднем и позднем миоцене (5-16 млн. лет назад) в ЗК образуются андезитовая и комагматичная ей диорит-гранодиоритовая формации - от базальтов до риолитов с резким преобладанием андезитов (с гиперстеном) и андезито-базальтов в конечных фазах.

Глубины магматических камер для риолитов и дацитов Берегово-Беганьского района по терромагнитным данным определяются как 20-25 км и 8-12 км [Глушко, 1994]. Эти же данные указывают на существование синхронного очага плавления на глубине около 50-70 км, из которого поступает магма базальтов, долеритов, андезито-базальтов.

Породы Земплин-Береговского комплекса дифференцированы на глубине 100 км, но появляются перед глубинными недифференцированными породами при остановке астенолита под корой, о чем свидетельствует нарастание основности магматизма к концу этапа, наличие большего объема коровых дифференциатов (риолитовая формация) в связи с пополнением подкорового резервуара глубинным веществом. Появление пород, дифференцированных на 100 км непосредственно перед остановкой глубинного астенолита под корой, описано и в других геосинклиналиях - Крыму, Донбассе [Гордиенко и др., 2003]

Смешение расплавов глубинных (200 км), подкоровых и коровых приводит к образованию пород Выгорлат-Гутинской гряды, в том числе - гранатсодержащих дацитов.

Образования Гутинской свиты плиоцена представлены породами двух фаз. В нижней части разреза (I фаза - около 5 млн. лет назад) преобладают агломератовые туфы, туффиты и вулканогенно-осадочные породы с потоками андезито-базальтов с гиперстеном и клинопироксеном до оливин-гиперстеновых базальтов. В средней части разреза - гиперстеновые андезиты, в верхней - туфы от андезито-дацитового до риодацитового состава, на которых залегают крупные дацитовые и риодацитовые экструзии. Дациты содержат в разных соотношениях биотит, амфибол и гиперстен, а риодациты и их туфы - альмандин. Базальты сложены оливином (фаялита 40-46%), плагиоклазом (№50), моноклинным пироксеном, стеклом, магнетитом, апатитом. Присутствуют гранаты - альмандины (гроссуляр - 12%, пироп - 8-10%), в том числе в туфах липарито-дацитов - подкоровые ксенокристаллы.

Примерно 3 млн. лет назад возникают породы II фазы - толща лав и пирокластов: андезитов дупироксеновых, амфибол-пироксеновых, с роговой обманкой, плагиоклазом, гиперстеновых гиаллоандезитов, липарито-дацитов и их туфов, оливиновых андезито-дацитов.

Около 2 млн. лет назад в ЗК возникает базальт-базанитовая формация. Она входит в состав Выгорлат-Хустского комплекса. Это крупнопорфировые андезиты, базальты и их туфы бужорской свиты. В комплекс объединяется большая группа шлаковых конусов, сосредоточенных вдоль меридионального разлома, секущего Карпатский ороген. Это клинопироксен-форстеритовые базальты до гиперстеновых андезитобазальтов, включающие оливин, плагиоклаз (№ 78-83), моноклинный и ромбический пироксен, первичный альмандин, фиксируется повышение содержания магния. Состав пород указывает на новое пополнение глубинным веществом очага на глубине 50 км.

Последний этап магматизма характеризуется довольно определенными глубинами очагов. "Начало вулканизма знаменует излияние основных лав (оливиновых базальтоидов), возникновение которых может быть связано с селективным плавлением ... на глубине 50-80 км" [Круглов, 1985, с.82]. Генерация липаритовой магмы связана с плавлением гранитного слоя коры [Круглов, 1985].

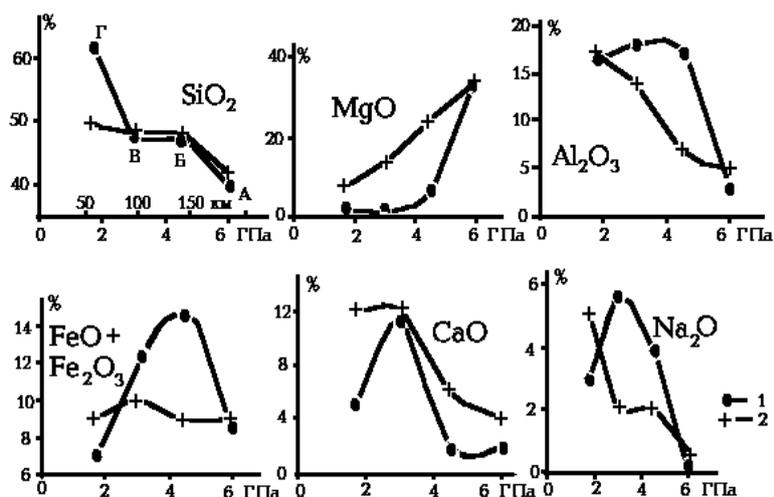


Рис. 2.1. Влияние давления (глубины) на химический состав расплавов.

1 - магматические породы Карпат (А - лерцолит, Б - диабаз, поток р. Квасной, В - спилит; Г - кварцевый диорит-порфирит по [Лазаренко и др., 1963]), 2 - результат плавления лерцолита [Кадик и др., 1990].

Рассмотренные составы пород позволяют сделать некоторые заключения о мантии региона. На начальном этапе магматизма зоны ЗК они представлены лерцолитом, характерна высокая степень окисления расплавов и состав "избыточных" элементов. Это производит впечатление в основном лерцолитового (деплетированного?) состава мантии на момент начала активизации [Кадик и др., 1990]. Последующие расплавы - результат плавления метасоматически измененных участков мантии (рис. 2.1). Они обогащены натрием, кальцием и др. катионами, переносимыми углекислым флюидом, а также железом, титаном, калием, алюминием, переносимыми кислыми (с хлором) флюидами. Калиевые диабазы - пример максимального проявления метасоматоза этого состава.

В литературе подобные породы называются "метасоматитами позднего этапа". Они появляются в результате флюидного массопереноса, предшествующего и сопровождающего в верхней мантии процессы магматизма. Флюиды, вызывающие метасоматоз подобного состава, - окисленные. Высокая фугитивность кислорода в расплавах Карпатского региона отражается в минеральных парагенезисах, преобладании закисного железа над окисным в породах, дифференцированных на 100 км, в 10-20 раз. Это обуславливает высокие степени плавления, большое количество расплавов, достигающих поверхности, преобладание средних и кислых разновидностей.

О магматизме, достоверно или предположительно связанном с зоной СК, известно меньше. Упомянуты эффузивные лимбургиты и туфобрекчии, туфы и туффиты титона-раннего валанжина (130-140 млн. лет назад) [Ломизе, 1967]. Породы офиолитовой формации вскрыты скважинами на границе зон СК и ЗК [Данилович, 1988, Данилович и др., 1977]. Возможно, они характеризуют инициальный магматизм максимальной глубинности зоны СК (см. также выше). Однако детальное описание пород отсутствуют.

Спилито-кератофиры возрастом около 90 млн. лет (района Шопурка - Черный Черемош на границе зон ЗК и СК) представлены в нижней части разреза спилитами, переслаивающимися с туфами, и кератофирами, также переслаивающимися с туфами, - в верхней. Это шаровые лавы миндалекаменной текстуры. Порфиновые выделения - альбитизированный плагиоклаз, замещенный карбонатом и хлоритом. Реликты темноцветных (орто- и клинопироксенов), роговая обманка. Широко развиты окислы железа. По аналогии с описанными выше породами глубину образования магмы можно оценить в 100 км. По данным для Скифской плиты [Гордиенко и др., 2003] очаги магм спилито-кератофирового комплекса располагаются обычно на глубинах больше 50 км.

Предкарпатский комплекс зоны СК объединяет туфы и вулканогенно-осадочные породы, образующие многочисленные прослои в разрезах эоцена, олигоцена и миоцена (5-50 млн. лет назад) в Предкарпатском прогибе [Магматизм..., 1983]. По составу туфы соответствуют риолитам, риодацитам, дацитам, в единичных случаях трахитам и

андезитам. Площадь распространения (до 300 км²), разнородность гранулометрического состава, колебания мощности слоев допускают возможность предкарпатских центров извержения [Малеев, 1975], хотя известен и другой взгляд на природу туфов (ветровой разнос пепла закарпатских вулканов). Состав указывает на очаги плавления в коре зоны СК на завершающей стадии развития геосинклинали и в период постгеосинклинальной активизации.

Сводка глубин очагов альпийского магматизма зон ЗК и СК представлена в табл. 2.1.

Таблица 2.1. Глубины альпийских магматических очагов Карпат

ЗК		СК	
Возраст, млн. л	Глубина очага, км	Возраст, млн. л	Глубина очага, км
190	200	130	100-150
140	100-150	90	100
90	200→50	50	Кора
12	50-70→20→10		
2-5	50-80 → 20	2-5	Кора

Полученные данные дополняют приведенные в главе 1.

2.2. Глубинные процессы в тектоносфере, отвечающие представлениям АПГ

Радиогенная теплогенерация (ТГ) в породах верхней мантии может заметно варьировать, предварительные оценки указывают на вероятность отклонений от средней величины около 20% (речь идет о среднем значении в интервале глубин 42-450 км). По пока неполным данным на Приднепровском блоке и прилегающей к нему части Днепровско-Донецкой впадины можно предположить, что здесь теплогенерация несколько понижена по сравнению с характерной в среднем для щита, в Приазовском массиве и Донбассе - несколько повышена. Сокращена она на северо-западе щита и на Припятском валу, в северо-восточной части Волыно-Подольской плиты. По приведенным выше данным можно предположить, что в разрезе верхней мантии Карпат метасоматически измененные зоны (обогащенные радиогенными источниками [Гордиенко, 2007 и др.]) играют несколько большую роль, чем в других регионах Украины. И здесь можно допустить некоторый рост ТГ по сравнению с типичной для верхней мантии континентов.

В целом смещение энергоемких геосинклинальных процессов за пределы древних платформ начиная с гренвильской эпохи скорее всего указывает на приуроченность этого режима к районам с несколько повышенной теплогенерацией в породах верхней мантии. Возникающее различие не очень значительно, но на платформах для геосинклинального процесса энергии уже не хватает, а вот рифтогенез периодически происходит в их пределах вплоть до фанерозоя.

Проведенные расчеты показали, что в случае указанного повышения ТГ к концу докембрия вне периодов активизаций в верхней мантии устанавливаются температуры (T_{ϕ}), показанные в табл. 2.2, несколько превышающие обычные фоновые (T_o). Различия в большей части рассматриваемого интервала глубин составляют около 150⁰С, т.е. речь идет о величинах, превышающих предполагаемую погрешность расчета, но сопоставимых с ней.

Таблица 2.2. Фоновые температуры и температуры солидуса пород мантии в Карпатском регионе.

H, км	T_o , ⁰ С	T_{ϕ} , ⁰ С	SoI, ⁰ С	H, км	T_o , ⁰ С	T_{ϕ} , ⁰ С	SoI, ⁰ С
50	590	640	1200	300	1820	1990	1850

ГЛАВА 2

100	1000	1100	1370	350	1890	2070	1930
150	1300	1390	1520	400	1960	2140	1980
200	1500	1640	1650	450	2100	2220	2020
250	1670	1850	1760	500	2160	2300	2050

Используя такое представление о фоне (он незначительно изменяется и в период 900-0 млн. лет назад, в таблице 2.2 приведены средние величины T_{ϕ}), рассмотрим модели теплопереноса в тектоносфере, начиная с момента формирования Галицийской геосинклинали, для которой есть хотя бы приблизительные сведения о датировке процесса.

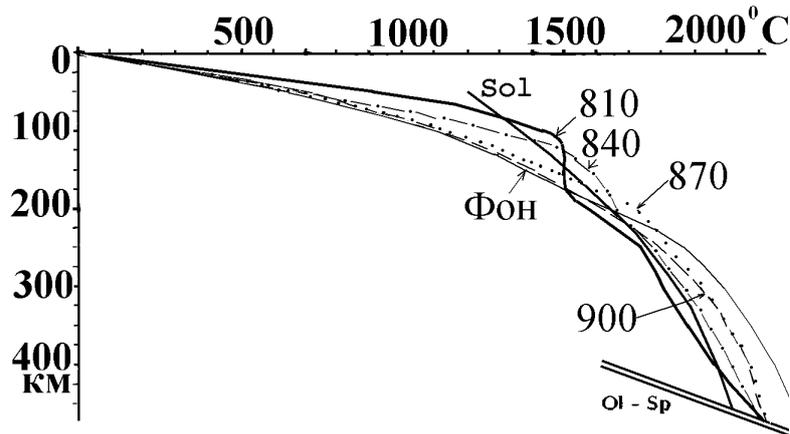


Рис. 2.2. Расчетная тепловая модель Галицийской геосинклинали.

Цифры у кривых – возраст в млн. лет. Sol – солидус пород мантии, Ol-Sp – PT-условия преобразования оливина в минерал со структурой шпинели.

Начальное распределение температуры в мантии под будущей Галицийской геосинклиналию отличалось от фонового, так как представляло собой результат релаксации температурных аномалий, возникших в процессе геосинклиналиной активизации 1,2 млрд. лет назад (рис. 2.2). В нижней части верхней мантии располагается довольно мощная зона частичного плавления в интервале глубин 330-480 км. Расчет для Галицийской геосинклинали проведен для края ее источников тепла примерно по линии, показанной на рис. 1.2. Линия расчетных T , параллельная этой границе, находилась на расстоянии около 60 км от нее на юго-запад. В позднем докембрии геосинклиналиный процесс происходит уже с латеральным теплопереносом на первом этапе [Гордиенко, 2007 и др.]. Соответственно перегретое вещество 900 млн. л назад из интервала глубин 220-480 км поступает на 150-200 км (аномалия $T = +350^{\circ}\text{C}$), на место нижней порции латерально переносится вещество из окрестностей геосинклинали, заменяемое опустившимся (аномалия $T = -65^{\circ}\text{C}$) по вертикали веществом из интервала глубин 150-200 км. Мощность астеносферы под геосинклиналию увеличивается (рис. 2.2). На втором этапе - 870 млн. л назад – нагретое и частично расплавленное вещество из интервала 170-480 км (аномалия $T = -85^{\circ}\text{C}$) поступает в интервал 100-150 км (аномалия $T = +530^{\circ}\text{C}$). На третьем этапе - 830 млн. л назад – породы из интервала 110-480 км (аномалия $T = -100^{\circ}\text{C}$) поднимаются в интервал 50-100 км (аномалия $T = +730^{\circ}\text{C}$).

Цель построения модели – анализ возможности прохождения всех известных в регионе активных процессов и их тепловых последствий, влияющих, в конечном счете, на условия формирования альпийской геосинклинали Карпат. Поэтому в древних активизациях расчет ограничивался основными событиями, коровые вторжения не моделировались. Представленные на рис. 2.2. тепловые модели характеризуют ситуации перед подъемом трех КТД и через 30 млн. лет после завершающего теплопереноса.

Затем последовал длительный перерыв в активности, накопление энергии в нижней половине верхней мантии, приведшее около 600 млн. лет назад к возникновению здесь резервуара частично расплавленных пород, пригодного для начала следующего теплопереноса.

Расположение границ Вольно-Полесского рифта в регионе неизвестно. Предположительно он может занимать большую его часть, но из-за резкого отличия его простирания от простирания геосинклиналей всех рассматриваемых возрастов тепловые эффекты могут отвечать центру зоны активизации только на северо-западе, а на юго-востоке вообще отсутствовать. Вычисленная для таких условий средняя T под Карпатским регионом в какой-то мере отражает воздействие рифта на тепловое поле мантии, возможно, не вносит серьезных ошибок в результаты расчета, используемые для дальнейшего анализа (до ближайшего к рифту активного процесса остается еще 150-200 млн. л). Не исключено, что в это время закладывается заметная разница между северной и южной частями региона, отмеченная и на Вольно-Подольской плите [Гордиенко и др., 2011].

Развитие рифта более основательно изучено восточнее Карпат, поэтому в модели использовано деление активного процесса на этапы, установленные для ВПП (рис. 2.3). На первом - 600 млн. л назад - перегретое вещество поступает из интервала 220-340 км (аномалия $T = -320^{\circ}\text{C}$) в интервал 50-100 км (аномалия $T = +780^{\circ}\text{C}$). Формируется коровый этаж частичного плавления, условия в котором по указанным выше причинам детально не рассматриваются. На втором этапе - 550 млн. л назад – вынос происходит из интервала 350-480 км (аномалия $T = -210^{\circ}\text{C}$) в интервал 100-150 км (аномалия $T = +560^{\circ}\text{C}$).

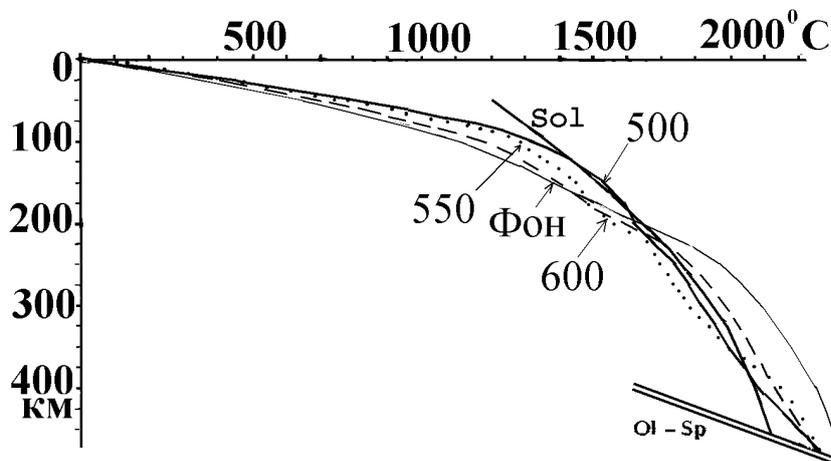


Рис. 2.3. Расчетная тепловая модель Вольно-Полесского рифта.
Усл. обозначения см. на рис. 2.2.

Небольшая интенсивность температурных аномалий на рис. 2.3 связана с периферийным воздействием источников тепла рифта на тектоносферу региона в целом. Этим же объясняется и сохранение заметного слоя частичного плавления в нижних горизонтах верхней мантии. В центральной части рифта он почти полностью отсутствует, продолжение теплопереноса невозможно. И в этом случае коровая часть модели не рассматривалась. Она подробно представлена в [Гордиенко и др., 2011], где сопоставлена с данными о магматизме соответствующего возраста.

Через 100 млн. лет после последнего акта тепломассопереноса в тектоносфере рифта вновь формируется слой частичного плавления в низах верхней мантии, пригодный для продуцирования новых КТД (рис. 2.4). Считалось, что процесс в «растянутой во времени» (см. гл. 1) палеозойской геосинклинали начинается 450 млн. л назад подъемом вещества из интервала глубин 240-480 км (на периферии аномалия T составляет 70°C) в интервал 150-200 км (аномалия $T = +340^{\circ}\text{C}$).

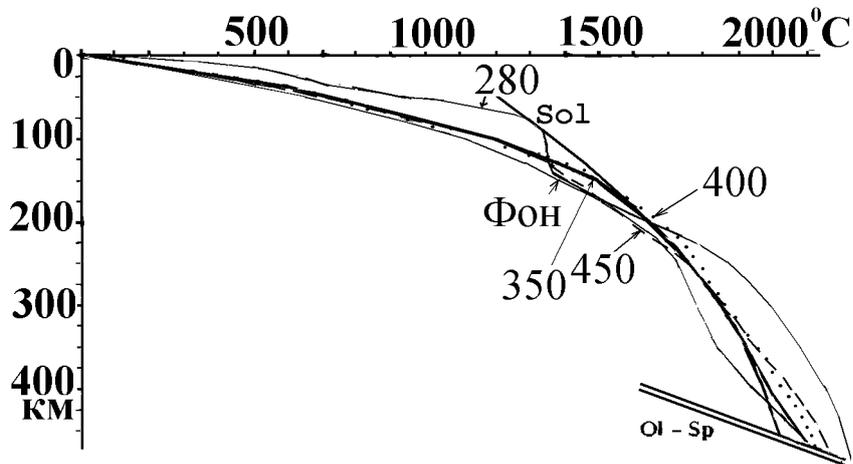


Рис. 2.4. Расчетная тепловая модель палеозойской геосинклинали Карпат.
Усл. обозначения см. на рис. 2.2.

Второй этап - 400 млн. л назад – представлял собой вынос вещества из интервала глубин 170-480 км (аномалия $T = -65^{\circ}\text{C}$) в интервал 100-150 км (аномалия $T = +410^{\circ}\text{C}$), т.е. после первого этапа астеносфера значительно расширилась. Третий этап - 350 млн. л назад – вещество из интервала 170-480 км (аномалия $T = -120^{\circ}\text{C}$) поступило на глубины 50-100 км (аномалия $T = +770^{\circ}\text{C}$), последовали коровые вторжения, результаты которых в модели не рассматривались.

Геосинклинальный цикл палеозоя был дополнен активизацией, предположительно имевшей такие параметры. Около 300 млн. лет назад из неглубокой астеносферы (80-160 км, аномалия $T = -190^{\circ}\text{C}$) происходит вынос вещества под кору – 40-80 км (аномальная $T = +390^{\circ}\text{C}$). Далее следуют вторжения в кору, они растягиваются до 280-270 млн. лет назад, последние события охватывают только центральную часть геосинклинали, спорадическая гранитизация приводит к неравномерному метаморфизму коровых пород. Соответствующее распределение T рассчитано и показано на рис. 2.4, так как оно может быть сопоставлено с экспериментальными данными геотермометров (см. гл. 1).

Альпийский процесс начинается в зоне ЗК 190 млн. лет назад поднятием пород из интервала 230-480 км в интервал 180-230 км (аномальная $T = +200^{\circ}\text{C}$). За пределами геосинклинали опускание пород из верхнего интервала приводит к охлаждению нижнего на 40°C . На второй стадии (150 млн. лет назад) из интервала 180-490 км (аномальная $T = -60^{\circ}\text{C}$) породы поднимаются в интервал 120-170 км (аномальная $T = +360^{\circ}\text{C}$). На третьей стадии – 100 млн. лет назад – с глубин 180-480 км (T аномальная = -140°C) на 40-90 км (аномальная $T = +870^{\circ}\text{C}$).

В зоне СК (и одновременно – в зоне Д) процесс начинается 150 млн. лет назад подъемом вещества из интервала глубин 220-480 км в интервал 170-220 км (аномальная $T = +200^{\circ}\text{C}$). Охлаждение периферии – (в данном случае – только со стороны ВПП) – на 40°C . Второй этап – 100 млн. лет назад – с глубин 180-480 км (аномальная $T = -65^{\circ}\text{C}$) вещество выносится на глубины 120-170 км (аномальная $T = +400^{\circ}\text{C}$). На последней стадии – 50 млн. лет назад – из интервала 140-260 км (аномальная $T = -240^{\circ}\text{C}$) в интервал 40-90 км (аномальная $T = +580^{\circ}\text{C}$).

На рис. 2.5А представлены тепловые модели для периодов перед подъемами КТД, рис. 2.5Б представляет результаты расчета температур вскоре после остановки КТД, в это время аномалии обоих знаков близки к максимальным. На рис. 2.5В приведены тепловые

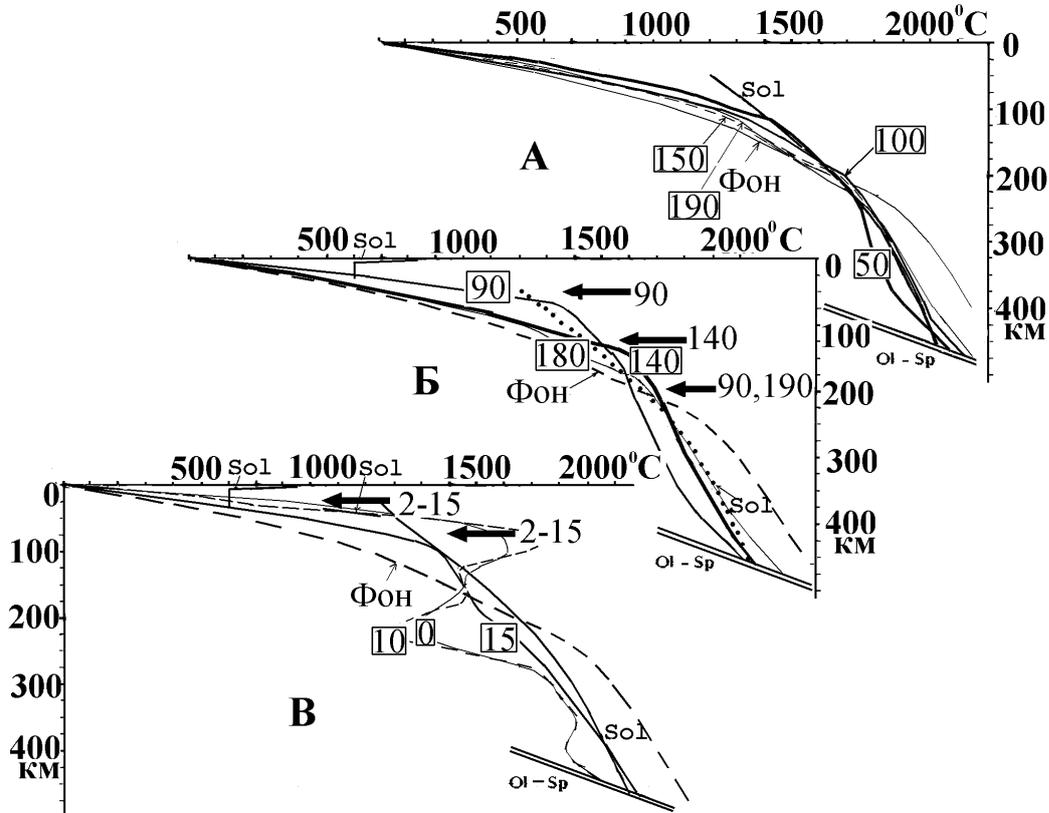


Рис. 2.5. Расчетная тепловая модель альпийской геосинклинали зоны ЗК.

Усл. обозначения см. на рис. 2.2. Стрелки – глубины магматических очагов соответствующего возраста по экспериментальным данным.

модели для периода современной активизации геосинклинали. Здесь представлен вариант теплопереноса, ранее не рассматривавшийся. Дело в том, что активизацию в узкой зоне ЗК (и также в СК, хотя ее это касается в меньшей мере) отделяет от времени подъема последнего КТД довольно значительный период релаксации аномалий. Для 15 млн. лет назад сохраняются только следы подкоровой астеносферы. Однако у подошвы верхней мантии еще существует заметный резервуар частично расплавленных пород. Логично считать, что именно его вещество будет в сложившейся ситуации скорее всего вынесено в промежуточный очаг, а из него – под кору с последующими коровыми вторжениями.

В период 10-15 млн. лет назад T в низах коры зоны ЗК (примерно на глубинах 30-45 км) превысили солидус основных гранулитов ($950-1150^{\circ}\text{C}$). Вещество включилось в адвективный массоперенос вместе с мантийным. Образовалась смесь КМ, передвинувшаяся под зону СК, где таких высоких температур в низах коры не было. «Корни» должны быть значительно меньше, чем показанные на скоростных разрезах в работах [Соллогуб, 1986, Литосфера..., 1993 и др.] – около 5 км, т.е. суммарная мощность коры – несколько меньше 50 км, если корни распространены во всей зоне СК, и 50 км – если в ее восточной части. По их месту можно предположить, что погружающаяся ветвь течения должна располагаться в это время восточнее зоны СК – под Предкарпатским прогибом. Приведенные соображения указывают на возможность латерального перемещения вещества подкоровой мантии на расстояние порядка 100 км.

Альпийская эволюция тепловой модели тектоносферы зоны СК представлена на рис. 2.6.

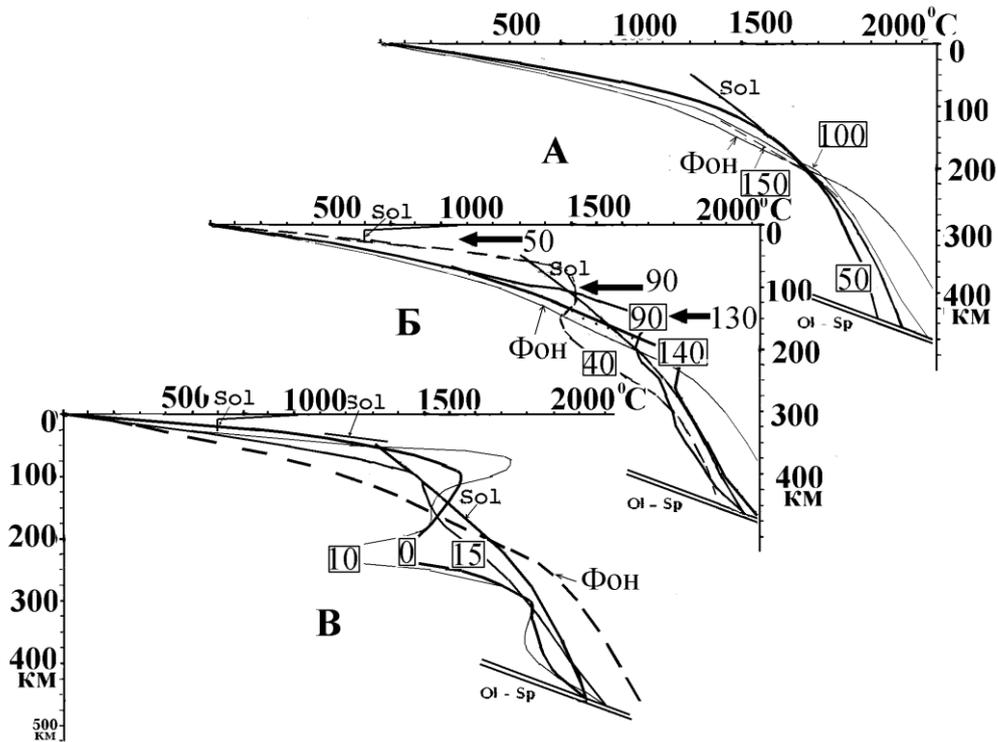


Рис. 2.6. Расчетная тепловая модель альпийской геосинклинали зоны СК.
Усл. обозначения см. на рис. 2.2 и 2.5.

При построении моделей обоих регионов считалось, что перенос вещества в промежуточный очаг и под кору произошел синхронно, 15 млн. лет назад. Очевидно, что это упрощение реального хода событий, но сведения, позволяющие обоснованно усложнить модель, отсутствуют.

Было принято также, что из подкорового источника основные выплавки поступили в нижнюю и среднюю часть коры около 2 млн. лет назад. Причем в зоне ЗК процесс был дополнен внутрикоровой адвекцией (переносом частично расплавленных пород амфиболитовой фации из интервала глубин 20-30 км в интервал 10-20 км, откуда произошли отдельные вторжения выше, вплоть до глубин около 5 км). В зоне СК такие события отсутствовали. Очевидно, что коровые вторжения могли возникнуть и несколько раньше. Расчет, проведенный для их возраста 5 млн. лет, показал, что для большей части модели изменения T незначительны, но для коровых и подкоровых глубин они заметны, во всяком случае, могут привести к существенному перераспределению границ современных областей частичного плавления в коре. Естественно, это скажется и на величине расчетного аномального теплового потока через поверхность регионов.

В целом современные тепловые модели указывают на расположение кровли мантийной астеносферы на глубине 50 ± 5 км, в коре зоны ЗК слой частичного плавления с кровлей на глубине около 20 км распространен до раздела М, в западной части зоны СК кровля слоя частичного плавления (основных гранулитов) располагается примерно на 35 км, подошва совпадает с разделом М. Выше слоев частичного плавления в коре должны быть представлены области пропитки пород флюидами, поднявшимися из очагов расплава. В ЗК они дополняются локальными магматическими и гидротермальными очагами, возникшими при внутрикоровой адвекции.

В тектоносфере западной части Львовского палеозойского прогиба (Рава-Русская и Сходницкая зоны), находящегося между Карпатской геосинклиной и Вольно-Подольской плитой, глубинные процессы (за исключением альпийских) происходили по сценарию, близкому к описанному в Карпатах. Впрочем, неясно распространение на эту

территорию геосинклинали галицийского времени (при построении модели она не учитывалась). Не вызывает сомнений палеозойский геосинклинальный процесс в недрах довольно узкой (в сохранившейся части) полосы примерно карпатского простирания. Неопределенность этой информации и явное расположение зоны на границе областей с разной радиогенной теплогенерацией в мантийных породах заставляет остановиться на оценочном уровне модели. Результатом явилась тепловая модель, показанная на рис. 2.7. Она содержит указания на готовность региона к современной активизации: значительный слой частичного плавления в низах верхней мантии. Этот элемент включают и расчетные распределения температур в недрах окраины платформы и Предкарпатского прогиба [Гордиенко и др., 2011], точнее – той его части, глубинная тектоносфера которой значительно не охлаждена при латеральном переносе вещества на периферии альпийской геосинклинали. Очаг расплава с глубиной кровли между 300 и 400 км может быть и в западной части Предкарпатского прогиба если теплогенерация в породах верхней мантии здесь повышена по сравнению с обычной хотя бы на уровне половины повышения в геосинклинали. Вероятно, в этих ситуациях в качестве глубинного процесса современной активизации следует предпочесть вариант мантийного теплопереноса с образованием промежуточного резервуара частично расплавленных пород на глубинах около 200-250 км [Гордиенко и др., 2011]. Очевидно, что глубинная астеносфера может быть распространена не повсеместно и активизация не обязательно охватывает прогибы целиком. И в зонах активизации коровые и мантийные слои частичного плавления могут отсутствовать на периферии (рис. 2.7).

Можно предположить, что аномалии теплового потока через поверхность будут сравнимы во Львовском прогибе и в активизированной части Предкарпатского.

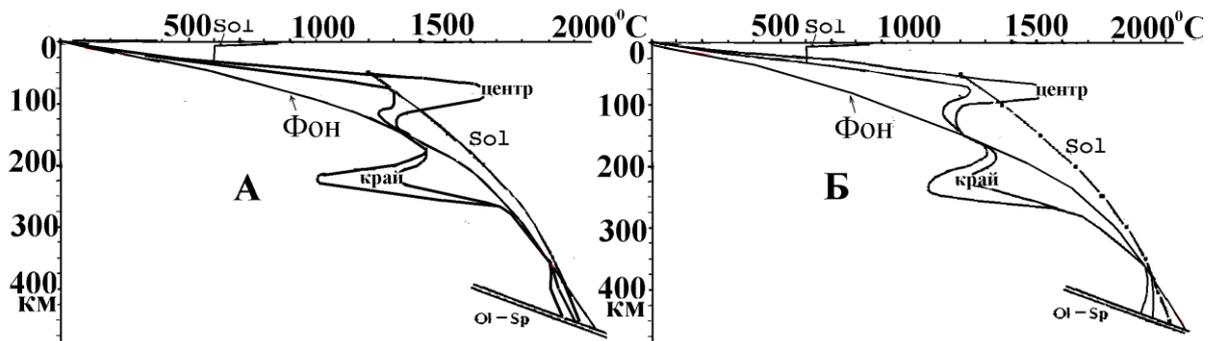


Рис. 2.7. Тепловые модели зон современной активизации в недрах Львовского прогиба (А) и Предкарпатского прогиба (Б).

Усл. обозначения см. на рис. 2.2.

2.3. Прогнозные геологические события

Имеет смысл рассматривать те прогнозируемые геологические явления в приповерхностной зоне, которые достаточно хорошо просчитываются и могут быть на количественном уровне сопоставлены с экспериментально установленными. Такого же принципа будем придерживаться и при анализе геофизических последствий процесса в соответствующих разделах монографии. Эти замечания справедливы для всех этапов развития Карпатской геосинклинали кроме современной активизации. В последнем случае, как это сделано в гл. 1, экспериментальные данные будут использованы для изучения глубинного процесса.

Наиболее определенные результаты можно получить при сравнении тепловых моделей с данными геотермометров.

1. Как отмечено в гл. 1, данные Ю.З. Данилович [Данилович, 1988] характеризуют температуры палеозойского метаморфизма (для последнего этапа развития геосинклинали) пород коры в довольно широком диапазоне глубин. Их можно сравнить с расчетными (рис. 2.4), результаты сопоставления приведены на рис. 2.8.

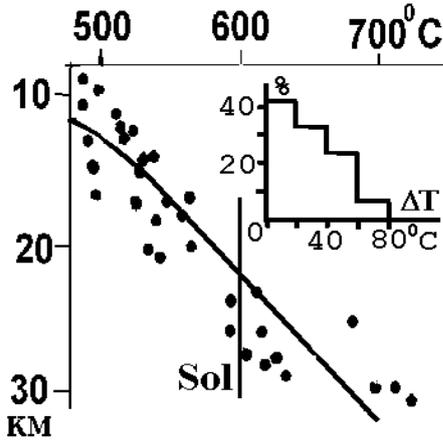


Рис. 2.8. Сравнение расчетных T в верхней коре на завершающем этапе развития палеозойской геосинклинали Карпат (линия) с экспериментальными данными (точки).

Типичные расхождения составляют менее 40°C , что вполне можно объяснить погрешностями экспериментальных данных.

2. По данным работы [Ляшкевич и др., 2004] среди изверженных пород зоны ЗК возрастом 10-15 млн. лет присутствуют образованные в очаге на глубине 50-100 км при температуре $1300-1350^{\circ}\text{C}$. Именно на этих глубинах располагается прогнозная кровля астеносферы (рис. 2.5) в рассматриваемый период, температура на этом уровне составляла $1300-1350^{\circ}\text{C}$.

3. Более представительные данные геотермометров, характеризующих последний этап развития Карпатской геосинклинали, отсутствуют. Но можно предположить, что РТ-условия в зоне современной активизации Богемского массива (срединного массива палеозойской геосинклинали на северном форланде Западных Карпат) [Медарис и др., 2000] близки к имеющимся в зоне активизации Львовского прогиба (Яворовской). Сравнение расчетных и экспериментальных сведений о тепловой модели приведено на рис. 2.9.

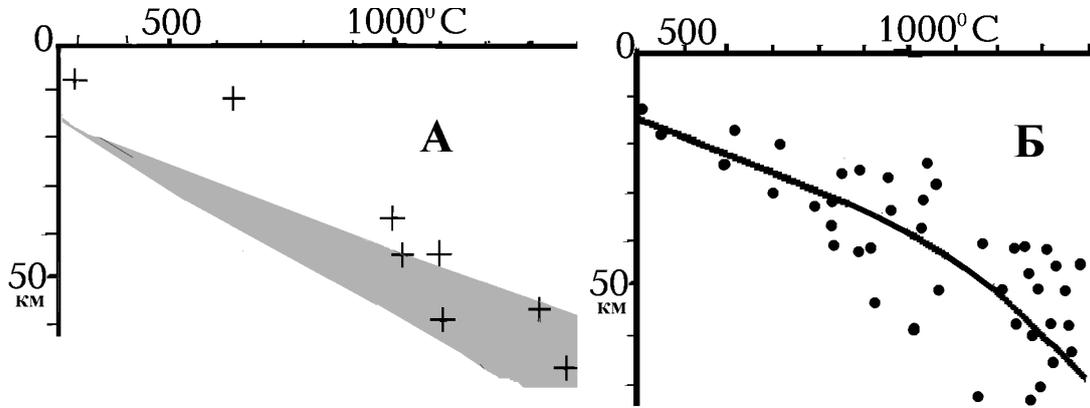


Рис. 2.9. Сравнение расчетных (линия, серый контур) и экспериментальных (точки, кресты) данных о распределении температуры в верхней тектоносфере Богемского массива и Яворовской зоны (А), складчатых зон Карпат, Курил, Камчатки, Апеннин (Б).

Согласование можно признать удовлетворительным (в данной ситуации количественная оценка едва ли имеет смысл), резкое превышение экспериментальных данных над расчетными на небольших глубинах связано с отсутствием в модели эффекта внутрикоревой адвекции, «затягивающей» относительно высокие T на глубины 5-10 км (см. выше).

Для сравнения с тепловой моделью складчатой зоны Карпат использованы данные по Курилам, Камчатке, Апеннинам – геосинклиналям с близким возрастом складчатости и явными признаками постгеосинклинальной активизации [Гонтовая и др., 2006, Тектоносфера..., 1992, Фролова и др., 1989, Alps..., 1978, Bryant et al., 2006, Jones et al., 2000 и др.]. Общий характер распределения T с глубиной по расчетным и экспериментальным

данным совпадает, количественный анализ расхождений не имеет смысла. Ксенолиты обнаружены в разных частях складчатых зон разной ширины, с несколько различающимся возрастом складчатости и молодой активизации.

Отметим, что кровля зоны частичного плавления в коре в конце геосинклинального цикла оказывается практически одинаковой в герцинское и альпийское время (рис. 2.8, 29).

4. Сделанные разными авторами оценки глубин источников магмы в ЗК и СК на каждом из трех этапов эволюции альпийской геосинклинали Карпат (см. гл. 1 и 2) сопоставлены в табл. 2.3 с полученными по тепловым моделям (рис. 2.5, 2.6).

Таблица 2.3. Сравнение расчетных и экспериментально установленных глубин магматических очагов.

Возраст, млн. л	Глубина (км) очагов в зоне ЗК		Глубина (км) очагов в зоне СК	
	Экспериментальная	Расчетная	Экспериментальная	Расчетная
190	200	220		
140	125	130		
90	200	220	150	160
90	50	60	100	110
50			50-100	50
2-15	75	45-90	20	25
2-15	20-25	20-25		

Среднее различие составляет всего около 10 км, что очевидно не больше погрешности определения глубины каждым из методов. Сравнения расчетных и экспериментальных глубин очагов проведены и для коровых объектов этапа активизации, но это менее достоверные результаты: существенные преобразования состава коры зоны ЗК в постгеосинклинальное время могут заметно повлиять на условия частичного плавления в этом интервале глубин.

5. Построенные поэтапные тепловые модели тектоносферы позволяют рассмотреть изменение объемов ее пород и, соответственно, перемещение поверхности регионов. При этом учитывались преимущественно два фактора: температурные аномалии (рис. 2.10) и полиморфные преобразования пород. В последнем случае изменение объема при эклогитизации считалось достигающим 20%, переход оливина мантии в минерал со структурой шпинели – 8%, переход от шпинелевого лерцолита к гранатовому - 2,3%

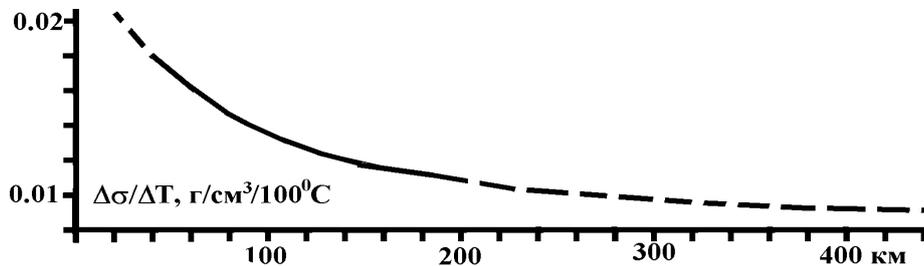


Рис. 2.10. Зависимость влияния температуры на плотность пород мантии от глубины. Штриховая линия – результат экстраполяции известных данных.

[Sobolev et al., 1996, Infune, 1987 и др.]. Появление зоны частичного плавления в верхней половине верхней мантии считалось приводящим к разуплотнению в 0,013 г/см³ на каждый процент жидкости. Имеет значение и изменение состава коры – базификация ее частей в ходе активного процесса. Конечно, нельзя утверждать, что она произошла именно на

ГЛАВА 2

рассматриваемом отрезке геологической истории региона. Но такое предположение использовалось. Степень изменений и интервал глубин восстанавливались по скоростному разрезу коры региона (см. гл. 3). Плавление у подошвы верхней мантии не принималось в расчет: изменение объема в этих условиях практически не изучено.

Влияние различных эффектов на перемещение поверхности Карпат представлено в табл. 2.4.

Таблица 2.4. Расчетные составляющие поднятий (+) и опусканий (-) поверхности Карпат в различные периоды их альпийской геологической истории

Эффект	Смещения поверхности (км) по этапам (млн. л)				
	190-140	140-90	90-50	50-15	15-0
Зона ЗК					
T _a	+0,2	+0,5	-0,3	-0,3	+1
Расплав	+0,6				+1,6
Ol-Sp	-0,8	-1,2	+0,4		
Шпинелевый лерцолит-гранатовый лерцолит	-0,1	+0,4	-0,3	-0,2	+0,4
Базальт –эклогит		-1,5			-1,5
Изменение глубины раздела М					-3
Базификация коры					-0,3
Сумма	-0,1	-1,8	-0,2	-0,5	-1,8
Зона СК					
		150-90	90-15		15-0
T _a		+0,3	-0,1		-0,3
Расплав		+0,9	-0,8		+1,2
Ol-Sp		-0,8	-1,6		-2
Шпинелевый лерцолит-гранатовый лерцолит			+0,2		+0,2
Базальт –эклогит			-1,5		-1,5
Изменение глубины раздела М					+0,5
Базификация коры			-0,7		
Сумма		+0,4	-4,5		-1,9

В зоне ЗК суммарная расчетная мощность осадочного слоя – около 4 км, что довольно близко к экспериментально установленной величине. Но скорости седиментации на отдельных временных отрезках заметно отличаются от известных по геологическим данным. Это не удивительно, так как многие эффекты рассчитываются на основе неполных сведений, а их величина сопоставима с реальной погрешностью расчета (последнюю практически трудно оценить). Начальному небольшому погружению, известному по геологическим данным, в расчетной кривой соответствует поднятие. В принципе, это возможный результат: экспериментальные данные касаются участков, где известны осадки, фрагменты зоны с поднятиями и денудацией не учитываются. Суммарное расчетное погружение поверхности составляет в среднем 6 км. Естественно, оно может быть крайне неравномерным как из-за неполной синхронности поднятия двух КТД, так и из-за перетоков вещества астеносферы в направлении от зон наиболее быстрых погружений. Оценки показывают возможность вариаций мощности до двух раз (т.е. возможны значения мощности от 3 до 12 км).

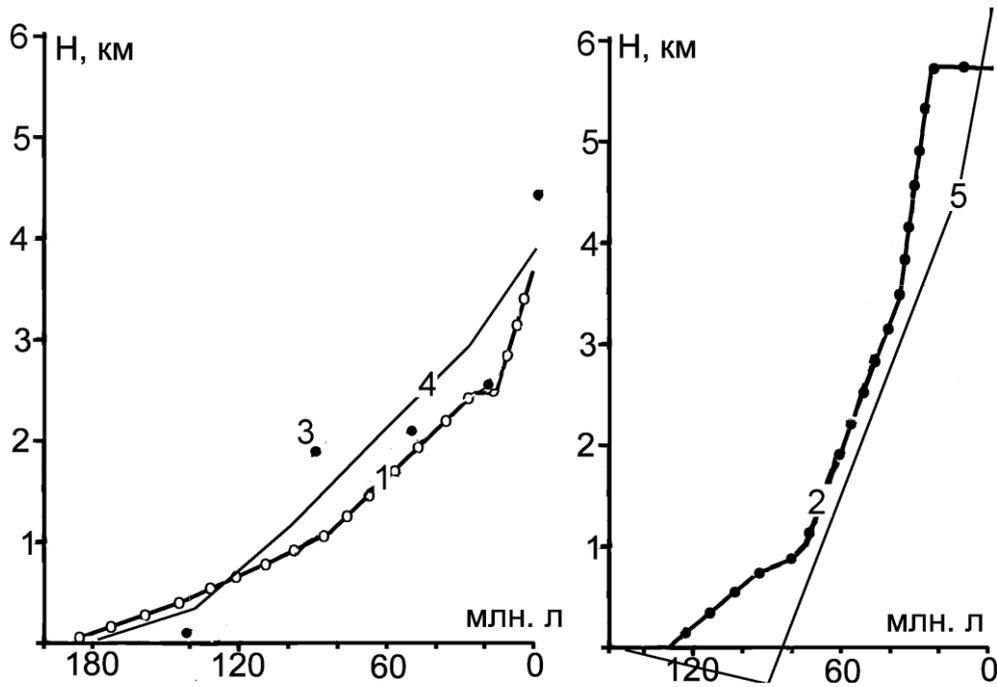


Рис. 2.11. Экспериментальные (1 – ЗК, 2 - СК) и расчетные (3,4 – ЗК, 5 - СК) изменения мощности осадочного слоя в Карпатском регионе.
3 – расчетные значения для отдельных этапов, 4 – сглаживающая кривая.

В приведенные выше результаты оценок перемещений поверхности региона включено влияние изменения мощности (утолщения) земной коры под Складчатыми Карпатами и частью Предкарпатского прогиба, которое базируется на данных ГСЗ. Ниже (см. гл. 4) показано, что утолщение (полностью или частично) может быть связано с другой структурой, сформировавшейся в доальпийское время. Т.е. необходимо учитывать наличие источника неопределенности и в этом фрагменте моделирования.

Процесс складкообразования лишь косвенно прогнозируется АПГ. На начальном этапе развития гипотезы предполагалось, что причиной возникновения голоморфной складчатости осадочного слоя и части пород фундамента, сопровождающейся формированием надвигов, могут быть как сползание материала с поднимающихся блоков, так и адвекционные явления в осадочном слое.

Последняя причина кажется довольно естественным следствием интенсивного прогрева мощной осадочной толщи с пониженной по сравнению с кристаллической корой вязкостью. Действительно, определив число Рэлея ($Ra = g \cdot \gamma \cdot \beta \cdot L^4 / \alpha \cdot \nu$, где: g – ускорение силы тяжести, γ – геотермический градиент в осадочном слое, β – коэффициент теплового расширения пород, L – толщина слоя, α – температуропроводность, ν – кинематическая вязкость) для осадочного слоя Карпат, получим его величину около 1400, что отвечает возможности начала конвекции. Оценки скорости перемещения вещества в ячейке по методике, предложенной Л. Кноповым [Кнопoff. 1967 и др.], и формулам Г.А. Остроумова [Остроумова, 1952] приводят к близким результатам. Величина смещения составляет около 10 км за 1 млн. лет. Такой темп может обеспечить формирование голоморфных складок, надвигов, шарьяжей. Используемые формулы подразумевают отсутствие прочности пород, но это едва ли может служить запретом конвекции. Привлекая данные о связи прочности кристаллических пород с РТ-условиями, можно построить распределения прочности на сдвиг для глубин 5, 10 и 15 км, где располагаются метаморфические или менее прочные катагенетически измененные породы. Величина параметра оказывается стабильной на каждой глубине, несмотря на значительные вариации температуры, основные изменения связаны с увеличением давления. На глубине 5 км прочность

составляет 0,21 ГПа, на 10 км – 0,32±0,01 ГПа, на 15 км – 0,43±0,02 ГПа [Гордиенко и др., 2006]. Эти небольшие величины могут быть превышены, в частности, термоупругими напряжениями. Отметим, что складчатость происходит и без их преодоления [Аронский и др., 1995], что может косвенно указывать на неприменимость рассматриваемого механизма или на достижение пластичности на небольшой глубине (см. гл. 1).

Главным препятствием для адвекционной складчатости кажется очень значительное катагенетическое уплотнение осадочных пород с глубиной. Оно намного превосходит тепловое разуплотнение.

Еще более убедительным аргументом представляется отсутствие складчатости в осадочной толще рифтовых трогов (например – в Днепровско-Донецкой впадине). В них мощность слоя, вязкость пород и геотермический градиент в период максимального прогрева в той же мере отвечают условиям начала адвекции, что и в геосинклинали.

Возникновение складчатости в геосинклинальном трого Карпат при сползании осадочной толщи по наклонному фундаменту рассмотрено В.Г. Гутерманом с помощью физического моделирования [Гутерман, 1987, 1989]. Были выдержаны условия подобия реальной среде, причем использованная величина вязкости пород осадочного слоя (на порядок больше той, которая в модели должна была бы отвечать ему – по М.В. Гзовскому [Гзовский, 1975] динамическая вязкость флиша – 10^{17} Па·с) позволяла предполагать, что складчатость охватит и часть пород фундамента. Определяющим для процесса, дающего картину смятия во всем подобную наблюдаемой, оказалось распространение "волны поднятий" фундамента осадочного бассейна, которая создавала бы углы наклона около 5^0 (рис. 2.12).

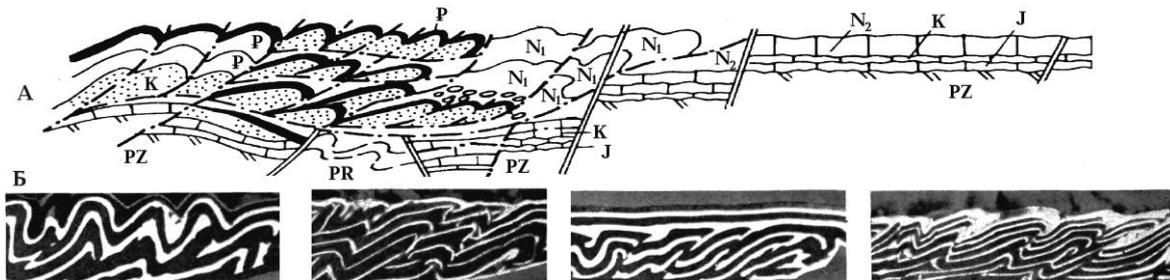


Рис. 2.12. Сравнение складчатой структуры Восточных Карпат (по профилю II рис. 1.14) [Дослідження..., 2005] (А) и результатов моделирования [Гутерман, 1989] (Б).

Очевидно, что экспериментальные данные о форме складок и результаты моделирования близки.

Анализ мощностей синхронных осадков в зоне СК позволяет констатировать две особенности, подробно описанные в геологической литературе [Глушко, 1994 и др.]. Первая состоит в том, что фундамент Румынских Восточных Карпат (ширина которых отвечает поднятию одного КТД, возникшего несколько раньше, чем под северо-восточной частью Украинских Восточных Карпат) регулярно оказывался на несколько километров выше, чем фундамент Украинских Восточных Карпат. Образующиеся углы наклона близки к принятым при моделировании, что создает условия для конседиментационного и постседиментационного сползания и смятия с вергентностью, диагональной по отношению к простиранию трого. Вторая особенность заключается в регулярном отставании погружения северо-восточной части трого в Украинских Восточных Карпатах от юго-западной. Возможно, это связано с несинхронностью поднятия двух последних КТД в зоне СК и, соответственно, начала перестройки коры зоны под влиянием внедрений мантийных выделок. Возникающие при этом углы наклона фундамента несколько меньше использованных при физическом моделировании, но вполне сопоставимы с ними (минимальные наклоны при моделировании составляли около 0,09, меньшие величины не

использовались, не исключено, что эффект, сопоставимый с наблюдаемым, мог быть получен и при меньших наклонах). Таким образом, создавались условия для сползания и смятия с вергентностью поперек трога. На северо-восточной границе трога возникает "скупивание" и надвиг на форланд.

"Дополнительный" этап складчатости (начавшийся 10-15 млн. лет назад и продолжающийся до геологически недавнего времени) связан с молодой активизацией региона. Она охватила в это время зону Д и большую часть зоны ЗК (см. выше). Переместившаяся нижняя часть коры привела к погружению раздела М зоны СК, которое началось с юго-западной окраины, и обеспечило волну поднятий, распространяющихся с юго-запада на северо-восток. Смятию подверглись и молассы Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, накопившиеся на краю форланда на предыдущем этапе при размыве "области скупивания" окраины трога. Поднятие зоны СК должно быть сопоставимым по амплитуде с опусканием в тыльном прогибе - 1-1,5 км за 10-15 млн. лет.

Современный рельеф Украинских Карпат (рис. В.1) во многих внутренних районах горной системы создает наклоны на уровне 0,05-0,10, т.е. условия для складкообразования сохраняются до настоящего времени.

Проведенный анализ глубинных процессов в тектоносфере Украинских Карпат и их последствий, которые могут быть сопоставлены с явлениями, изученными в приповерхностной зоне, показал значительную согласованность экспериментальных и расчетных данных. В большинстве случаев, где это представлялось возможным, достигнуто количественное соответствие без подбор параметров глубинных процессов. Это позволяет высоко оценивать применимость использованной гипотезы, для которой в последующих главах монографии демонстрируется и соответствие данным глубинной геофизики. Однако геологические аргументы нужно признать определяющими, так как они охватывают разнообразные события в значительном временном интервале в отличие от геофизических данных, относящихся только к современности.

Глава 3. Тепловые модели тектоносферы

Эволюция теплового режима тектоносферы региона рассмотрена в гл. 2 как результат глубинных процессов в его коре и верхней мантии. Современное распределение глубинных температур – следствие этой эволюции – может быть сопоставлено с результатами изучения глубинного теплового потока (ТП). Эти же данные (если окажется, что они отвечают независимо определенному ТП) можно использовать для объяснения распределений других физических свойств вещества тектоносферы. Одним из результатов изучения теплового поля является также разработка поисковых критериев для месторождений полезных ископаемых.

3.1. Новые определения теплового потока

Плотность сети геотермических исследований в отдельных частях Карпат и Предкарпатья достигает максимальной для Украины. Особенно много значений глубинного теплового потока Земли установлено в Предкарпатском и Закарпатском прогибах [Гордиенко и др., 2002]. Однако и здесь зачастую информации оказывается недостаточно для выявления локальных аномалий, имеющих, в частности, важное значение для исследования связи нефтегазоносности с глубинными процессами. Поэтому необходимо использовать все возможности для дополнительных определений ТП на их территории. Одной из них и воспользовались авторы, привлекая для расчета теплового потока результаты измерений пластовых температур, выполненных при испытаниях скважин на ряде месторождений углеводородов Карпат.

3.1.1. Методика определений ТП. Ранее для расчета геотермического градиента при массовых определениях ТП в регионе в основном применялись забойные температуры. Они считались наименее искаженными эффектом циркуляции бурового раствора в процессе проходки скважины, такое мнение подтверждено специальным анализом данных [Гордиенко и др., 2002]. На роль близких к неискаженным температурам могут претендовать и T , полученные при испытаниях пластов: в этом случае практически измеряется температура флюида, поступающего в значительном количестве в скважину из проницаемого пласта, а не бурового раствора. Это утверждение необходимо проверить.

Рассмотрим с такой целью данные о пластовых температурах, взятые из документации по скважинам и из работы [Атлас..., 1998].

Установить погрешность определения температуры при испытаниях пластов можно, сравнив точечные результаты на разных глубинах с осредняющей линией. Очевидно, что упрощенная линейная термограмма отличается от локальных значений T на разных глубинах сильнее, чем более реальная плавная кривая, наклон которой изменяется в связи с изменением теплопроводности пород. Отклонения точечных значений от линии могут быть связаны и с использованием данных по разным скважинам и даже блокам месторождения: не во всех случаях есть сведения о конкретном месте измерения температуры. Тем не менее (рис. 3.1), средние отклонения не превышают 1°C , что является вполне приемлемой погрешностью при определении геотермического градиента на базе нескольких сотен метров и большей. Исключения появляются на сравнительно небольших глубинах.

Соответствие точечных результатов линейным термограммам указывает и на выдержанность теплопроводности пород региона в значительных интервалах глубин.

Погрешность определения геотермического градиента резко увеличивается с приближением к поверхности из-за неопределенности данных о поверхностной температуре (T_0). Региональное значение параметра может существенно отличаться от локального: в предгорьях Карпат распространены районы с микроклиматом. Поэтому, как правило, не использовались результаты измерений T на глубинах менее 500м. Исключение сделано для случаев, когда ТП на небольших глубинах совпадали с установленными глубже. Значения

T_0 , использованные при расчетах, изменялись в основном в пределах 6-8⁰С, в Закарпатском прогибе – 10-11⁰С.

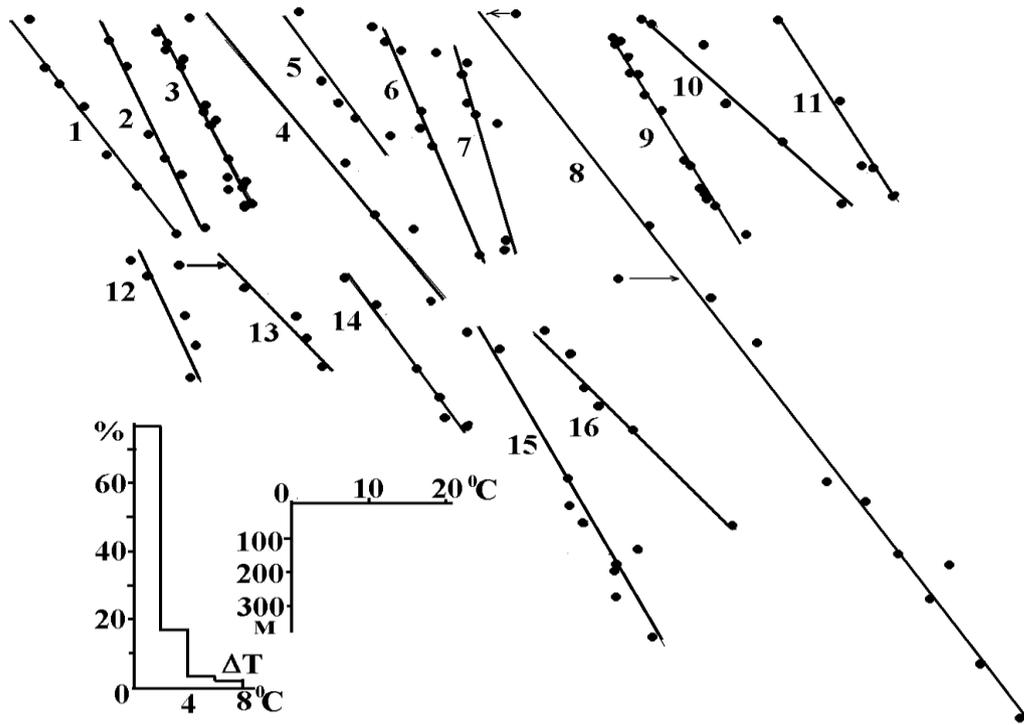


Рис. 3.1. Распределение с глубиной температур на месторождениях углеводородов Предкарпатского и Закарпатского прогибов, полученных при испытаниях продуктивных горизонтов и гистограмма распределения отклонений T от сглаживающей прямой.

Месторождения: 1 – Садковичское, 2 – Ходновичское, 3 – Грыновское, 4 – Пынянское, 5 – Свидницкое, 6 – Косовское, 7 – Иваниковское, 8 – Залужанское, 9 – Летнянское, 10 – Русско-Комаровское, 11 – Гайское, 12 – Выжомлянское, 13 – Кавское, 14 – Вишнянское, 15 – Угерское, 16 – Рудковское.

При расчете геотермического градиента глубинные T исправлялись с учетом палеоклимата [Гордиенко и др., 2002]. Оценки вероятных значений других поправок показали, что их суммарные величины не превосходят предполагаемой погрешности определения теплового потока. Соответственно, они не использовались.

Теплопроводность моласс Внешней зоны Предкарпатского прогиба была принята постоянной – 1,8 Вт/м⁰С, мел-палеогенового флиша Складчатых Карпат – 2,65 Вт/м⁰С [Гордиенко и др., 2002]. Значение параметра для конкретной скважины определялось в зависимости от относительного количества этих разновидностей пород в разрезе.

3.1.2. Результаты определения ТП. Расчет глубинного теплового потока выполнен в 117 скважинах, преимущественно в Предкарпатском прогибе (с точки зрения авторов Внутренняя зона прогиба принадлежит скорее Складчатым Карпатам, здесь в складках и надвигах участвуют и неогеновые молассы) – 109 скважин. За его пределами ТП установлены на Локачинском месторождении Волыно-Подольской плиты (4 скважины), Великомоствовском месторождении Львовского прогиба (1 скважина), Русско-Комаровском (2 скважины) и Королевском (1 скважина) месторождениях Закарпатского прогиба.

В значительной части случаев тепловые потоки по новой методике (ТП₂) установлены в тех же скважинах, где ранее уже были известны их величины (ТП₁). Такая ситуация складывается для 61 скважины на 44 месторождениях. В других случаях номера скважин, в которых определены новые ТП, не удалось установить. Известны только название

месторождения - 56 скважин на 42 месторождениях. На части этих месторождений ранее не было определений ТП - 20 скважин на 20 месторождениях.

Сравнивая величины теплового потока в каждой из скважин, где он установлен дважды (табл. 3.1), можно оценить погрешность определения параметра. Результаты показаны на рис. 3.2А в виде гистограммы $\Delta TP = TP_2 - TP_1$. Очевидно, что типичная величина различия составляет около 5 мВт/м², что указывает на погрешность TP_2 не превышающую погрешности TP_1 [Гордиенко и др., 2002]. Таким образом, новые определения теплового потока оказываются вполне приемлемыми для использования наряду со старыми, что позволяет провести изолинии на карте ТП региона (рис. 3.3) через 10 мВт/м².

Некоторое смещение максимума распределения ΔTP в сторону положительных значений (рис. 3.2А) может быть связано с приуроченностью повышенных ТП на месторождениях углеводородов к нарушениям, подводящим флюиды к залежам. Такие локальные аномалии установлены в Днепровско-Донецкой впадине и на Западно-Сибирской плите [Гордиенко и др., 2005, Курчиков, 1992]. Поскольку именно последние охарактеризованы температурами при испытаниях пластов, можно ожидать некоторого превышения TP_2 над установленными в других интервалах глубин. Отметим, что такая аномалия возможна только при очень незначительном возрасте последнего поступления флюидов в пласт.

Если высказанное предположение верно, должны существовать и территориально незначительные аномалии ТП, сопровождающие флюидоподводящие нарушения, отраженные в величинах TP_1 и TP_2 , сходные с зафиксированными в ДДВ [Гордиенко и др., 2006]. На большинстве месторождений мало данных для достоверного выявления зависимости величины ТП от расстояния до канала подъема глубинных флюидов. Их удалось собрать на месторождениях Летнянское и Опарское. Месторождения территориально совпадают, второе расположено выше первого по разрезу. У авторов нет сведений о расположении подводящего канала. Предполагалось, что на небольшой глубине под залежью их два и над каждым формируется максимум содержания газа на единице площади. Экстремумы газоносности вытянуты вдоль простирания структуры.

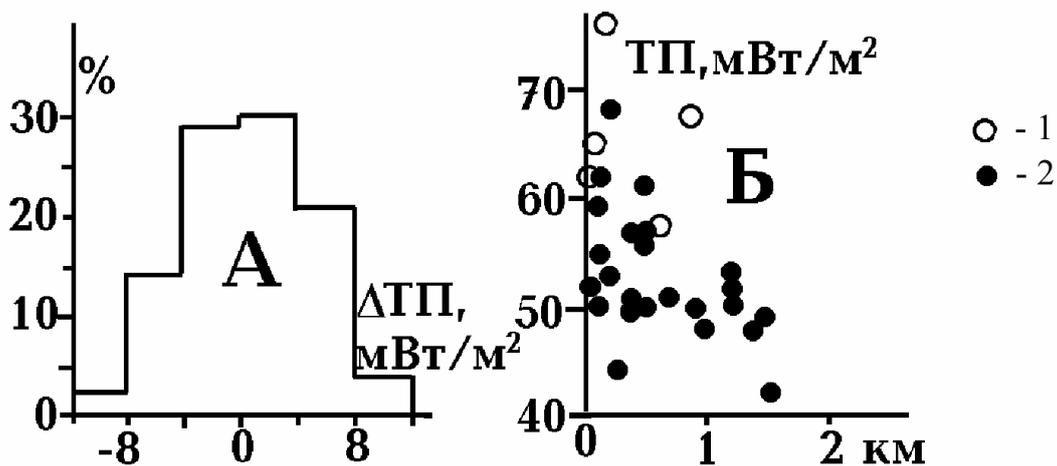


Рис. 3.2. А – Гистограмма различий между результатами определений ТП с использованием разных температурных данных. Б – Распределение ТП на месторождениях Летнянское и Опарское (примерно 49 35 с.ш. и 23 45 в.д.) в зависимости от расстояния до максимумов концентрации газа. Результаты расчета ТП по температурам, измеренным: 1 - при испытаниях скважин, 2 – при термокаротаже.

Таблица 3.1. Результаты новых определений ТП в Карпатском регионе.

ГЛАВА 3

С.ш.	В.д.	ТП ₁	ТП ₂	С.ш.	В.д.	ТП ₁	ТП ₂	С.ш.	В.д.	ТП ₁	ТП ₂
50 44	24 45	50	53	49 23	23 43	60	62	49 15	23 27	64	57
50 43	24 46	48	49	49 22	23 47	57	57	49 16	23 36		53
50 42	24 43	48	52	49 22	23 48	64	68	49 12	23 30	62	58
50 42	24 42	49	52	49 23	23 48		66	49 12	23 36		69
50 20	24 10	54	51	49 22	23 47		68	49 09	23 40	55	55
49 55	23 18		82	49 25	23 55	62	64	49 12	23 41		58
49 54	23 20		82	49 25	23 55	64	67	49 10	23 43		59
50 00	23 15	84	72	49 20	23 45		64	49 06	23 46	48	56
49 56	23 18		83	49 20	23 45		64	49 05	23 45	63	64
49 56	23 19		79	49 23	23 42		67	49 00	24 00		50
49 51	23 28		80	49 20	23 49	56	57	49 04	24 03		47
49 45	23 23	63	63	49 21	23 54	59	64	49 00	23 51	53	53
49 32	23 38	65	71	49 19	23 54		60	49 01	23 55		51
49 45	22 56		68	49 17	24 02		66	48 57	24 09		49
49 45	22 56	64	68	49 06	24 03		55	48 54	24 05	56	56
49 40	23 04	49	53	49 05	24 25		63	48 54	24 03	62	56
49 39	23 05	55	56	49 05	24 25		58	48 54	24 03		80
49 37	23 15	52	51	49 05	24 25		61	48 52	24 06	57	55
49 37	23 12	57	55	49 05	24 25		62	48 52	24 05		62
49 33	23 27	54	52	49 05	24 25		63	48 52	24 06	61	55
49 33	23 27	56	58	48 46	24 32	45	46	48 53	24 13		52
49 33	23 27	49	55	48 46	24 32	48	48	48 47	24 19		82
49 33	23 34	58	55	48 30	25 12		66	48 46	24 18		62
49 40	23 43		77	48 30	25 15		76	48 43	24 29		64
49 39	23 42		77	48 30	24 57		54	48 44	24 30		42
49 37	23 40		77	48 13	25 06		56	48 37	24 31	62	58
49 30	23 30	56	51	48 20	25 12		50	48 47	24 27		45
49 34	23 35		65	48 17	25 14		60	48 41	24 22		47
49 32	23 36	65	68	48 06	25 27		53	48 38	24 27	55	59
49 28	23 41	58	61	48 02	25 35	51	56	48 33	24 31		60
49 28	23 41		62	48 05	25 15	48	47	48 30	24 27	53	51
49 28	23 41		62	49 30	23 42		76	48 25	24 28	47	53
49 15	23 47	62	72	49 26	23 02	57	57	48 25	24 28	47	53
49 34	23 50		68	49 20	23 05	53	59	48 25	24 28	47	53
49 39	23 57		63	49 24	23 06	56	54	48 22	24 44	62	54
49 22	23 39	69	72	49 16	23 24	63	58	49 28	23 06	60	59
49 21	23 41	68	76	49 20	23 26		63	48 30	22 26	91	102
49 23	23 43	62	65	49 15	23 27	58	53	48 30	22 26		101
49 23	23 45	62	63	49 15	23 27	61	54	48 07	23 07		101

На рис. 3.2Б видно, что зависимость устанавливается. При фоновом (среднем на большей части месторождений) значении ТП около 48-50 мВт/м² над районами с максимальной концентрацией газа ТП достигает 65-75 мВт/м².

Проведенный анализ температур, установленных при испытаниях продуктивных горизонтов на месторождениях углеводородов Карпатского региона, позволил выявить их пригодность для расчета геотермического градиента и, соответственно, теплового потока. Дополнена изученность теплового поля Предкарпатского прогиба. Полученные данные позволяют предположить связь аномалий ТП с выносом тепла флюидами, содержащими углеводороды, по проницаемым зонам разломов.

3.2. Распределение ТП в Украинских Карпатах

Построена карта глубинного теплового потока Украинских Карпат (рис. 3.3), на которой не все изолинии проведены уверенно. Это касается значительной части Складчатых Карпат с очень редкой сетью определений ТП. Здесь целью проведения изолиний было привлечение внимания к основным особенностям распределения параметра на достигнутом уровне изученности.

3.2.1. Предкарпатский прогиб. После осреднения величин ТП в пунктах, где было несколько скважин с одними координатами (различающимися менее, чем на одну минуту широты или долготы), получим 45 пунктов, где старые результаты дополнены новыми, и 44 пункта с новыми определениями. Вынесение их на карту (вместе с имевшимися ранее значениями ТП) позволило заметно изменить картину распределения теплового потока в Предкарпатском прогибе (включая зону надвигов Складчатых Карпат на прогиб) по сравнению с имевшейся ранее [Гордиенко и др., 2002]. К 214 пунктам определений ТП в Предкарпатском прогибе (полученным при осреднении 450 единичных значений) добавлено 32 новых, в 30 пунктах средние значения теплового потока несколько изменены.

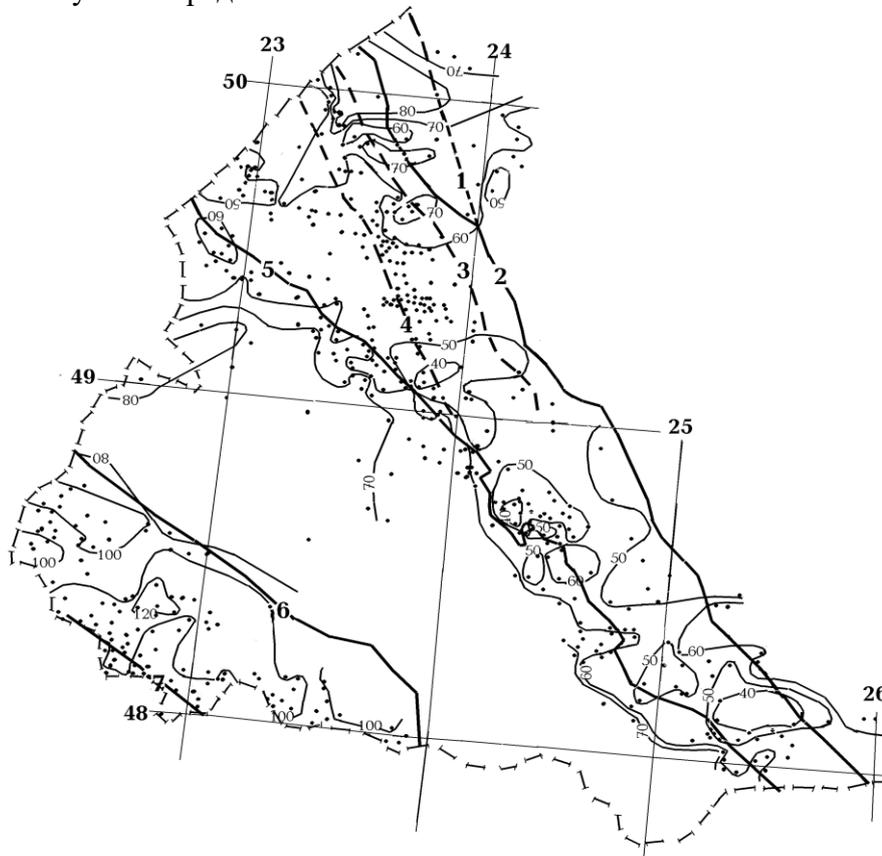


Рис. 3.3. Распределение ТП в Украинских Карпатах.

1 – Рава-Русский разлом, 2 – внешняя граница Предкарпатского прогиба, 3 – Городокский разлом, 4 – Краковецкий разлом, 5 – внешняя граница надвига Складчатых Карпат на молассы Внешней зоны Предкарпатского прогиба, 6 – внешняя граница Закарпатского прогиба, 7 – внутренняя граница Закарпатского прогиба [Карта..., 1988].

В собственно прогибе (северо-восточнее надвига Складчатых Карпат) на довольно изменчивый фон (варьирующий в основном в пределах от 38-45 до 48-53 мВт/м²) наложены две системы положительных аномалий. Северная достигает большой интенсивности (до 85-95 мВт/м²) и занимает значительную площадь (рис. 3.3). Южная существенно меньшей интенсивности (в максимуме до 70-75 мВт/м²) и занимает гораздо меньшую площадь.

ГЛАВА 3

Кажется логичным связать северную аномалию с влиянием выноса тепла по пересекающим ее разломам (рис. 3.3). Ранее здесь выделялась Яворовская аномалия теплового потока. Сейчас очевидно, что это сложное образование, состоящее из множества относительных максимумов и минимумов. В целом тепловой поток вдоль простирания зоны сокращается на юго-восток.

Таблица 3.2. Значения глубинного ТП в пунктах Карпатского региона

С.ш	В.д	ТП	С.ш	В.д	ТП	С.ш	В.д	ТП	С.ш	В.д	ТП	С.ш	В.д	ТП
Предкарпатский прогиб														
50 02	23 13	65	49 37	22 50	49	49 25	23 55	66	49 15	24 00	55	48 43	24 37	50
50 00	23 15	77	49 37	23 12	54	49 25	24 00	41	49 14	23 37	46	48 42	24 18	39
49 58	23 16	70	49 37	23 15	52	49 24	23 18	46	49 14	23 58	41	48 42	24 32	39
49 57	23 16	60	49 37	23 16	43	49 24	23 22	51	49 13	23 34	62	48 41	24 49	54
49 56	23 16	51	49 37	23 20	36	49 24	23 41	48	49 12	23 35	57	48 40	24 21	41
49 56	23 18	83	49 37	23 24	65	49 24	23 44	50	49 12	23 47	40	48 40	24 30	64
49 56	23 19	70	49 37	23 32	48	49 23	23 43	63	49 11	23 42	49	48 40	24 33	41
49 56	23 20	79	49 37	23 40	72	49 23	23 48	66	49 10	24 00	40	48 37	24 52	42
49 55	23 18	70	49 36	23 05	58	49 23	23 45	56	49 10	24 15	43	48 35	25 00	42
49 54	23 20	82	49 36	23 15	50	49 23	23 47	48	49 08	23 42	62	48 34	24 39	62
49 54	23 21	63	49 35	23 33	55	49 23	23 49	56	49 08	23 50	34	48 32	24 54	35
49 52	23 15	67	49 35	23 39	62	49 23	23 42	67	49 07	23 47	43	48 32	25 18	44
49 52	23 24	59	49 34	23 35	65	49 22	23 38	61	49 07	24 00	43	48 30	25 12	66
49 51	23 28	80	49 34	23 05	52	49 22	23 40	51	49 07	24 17	59	48 30	24 57	46
49 50	23 21	60	49 34	23 50	68	49 22	23 42	47	49 06	23 47	49	48 30	25 15	76
49 50	23 26	64	49 33	23 17	52	49 22	23 44	48	49 06	23 49	38	48 29	24 45	35
49 49	23 10	49	49 33	23 24	50	49 22	23 45	52	49 06	23 53	37	48 28	24 50	73
49 49	23 38	72	49 33	23 27	48	49 22	23 46	50	49 06	24 03	55	48 23	25 01	40
49 48	22 59	62	49 33	23 30	47	49 22	23 47	58	49 05	24 02	42	48 22	25 26	53
49 47	23 23	60	49 33	23 34	59	49 22	23 48	52	49 05	24 14	50	48 21	25 03	60
49 46	22 52	40	49 33	23 38	66	49 22	23 50	45	49 05	24 25	61	48 20	25 26	70
49 46	23 21	79	49 32	22 52	66	49 22	23 39	70	49 04	23 53	45	48 20	25 12	50
49 45	22 55	45	49 32	23 35	54	49 22	23 53	41	49 04	23 55	45	48 19	25 18	40
49 45	22 56	49	49 32	23 36	68	49 21	23 25	37	49 04	24 03	47	48 18	25 01	32
49 45	22 59	42	49 32	23 38	59	49 21	23 38	60	49 00	24 25	57	48 18	25 06	43
49 45	23 23	62	49 32	23 41	68	49 21	23 40	46	48 58	24 25	51	48 17	25 14	50
49 45	23 24	58	49 32	23 44	64	49 21	23 41	70	48 57	24 09	49	48 14	24 55	41
49 45	23 27	58	49 31	23 37	43	49 21	23 49	51	48 56	24 39	42	48 14	25 04	39
49 45	22 57	68	49 31	23 39	54	49 21	23 54	60	48 55	24 07	40	48 13	25 06	56
49 43	22 58	48	49 31	23 47	69	49 20	23 43	52	48 52	24 15	42	48 13	25 07	40
49 43	23 00	53	49 30	22 55	59	49 20	23 45	55	48 48	24 27	38	48 12	25 17	40
49 43	23 12	65	49 30	23 30	50	49 20	23 48	42	48 48	24 43	38	48 11	25 57	73
49 42	22 57	46	49 30	23 36	45	49 20	23 49	56	48 47	24 19	43	48 11	26 00	69
49 41	23 16	56	49 30	23 41	56	49 19	23 22	41	48 47	24 27	45	48 10	25 45	42
49 41	23 38	44	49 30	23 42	76	49 19	23 33	52	48 46	24 12	42	48 09	25 16	38
49 40	22 55	48	49 30	23 46	55	49 19	23 54	60	48 46	24 19	82	48 09	25 36	39
49 40	23 03	43	49 29	23 36	44	49 18	23 34	41	48 46	24 14	44	48 08	25 14	40
49 40	23 04	49	49 29	23 49	55	49 18	23 48	56	48 46	24 18	54	48 08	25 21	42
49 40	23 26	54	49 28	23 21	55	49 18	23 52	52	48 46	24 21	47	48 07	25 25	40
49 40	23 32	56	49 28	23 32	53	49 18	23 55	53	48 46	24 32	50	48 07	25 33	73

ГЛАВА 3

49 40	23 37	65	49 28	23 38	41	49 18	24 02	51	48 45	24 15	36	48 06	25 14	50
49 40	23 43	77	49 28	23 40	48	49 17	24 02	60	48 45	24 22	48	48 06	25 27	53
49 39	22 56	43	49 28	23 41	54	49 16	23 36	44	48 45	24 25	44	48 06	25 22	46
49 39	23 05	48	49 26	23 09	42	49 16	23 50	45	48 44	24 23	42	48 05	25 17	43
49 39	23 42	77	49 26	23 40	43	49 16	24 02	46	48 44	24 27	32	48 05	25 36	53
49 39	23 57	63	49 26	23 42	60	49 16	23 47	65	48 44	24 30	42	48 02	25 35	56
49 38	23 08	61	49 25	23 12	44	49 15	23 47	65	48 44	24 42	42	48 02	25 30	60
49 38	23 32	50	49 25	23 43	55	49 15	23 48	65	48 43	24 22	58	48 01	25 27	68
49 38	23 36	67	49 25	23 49	46	49 15	23 46	65	48 43	24 29	64	47 58	25 30	40
49 38	23 38	70												
Складчатые Карпаты														
49 30	22 47	61	49 13	23 26	56	49 01	23 55	51	48 50	24 05	63	48 25	24 28	49
49 28	23 06	60	49 12	23 30	60	49 00	23 51	53	48 49	23 45	56	48 25	24 36	62
49 28	22 57	55	49 12	23 36	69	49 00	23 53	58	48 48	24 08	60	48 25	24 40	52
49 27	23 01	74	49 12	23 41	58	49 00	23 55	63	48 43	23 40	73	48 25	24 42	67
49 27	23 03	60	49 11	23 04	71	49 00	24 00	50	48 42	24 13	50	48 24	24 37	64
49 26	23 02	56	49 11	23 27	64	48 59	23 00	61	48 42	24 23	51	48 23	23 18	101
49 26	23 06	62	49 11	23 35	60	48 59	23 51	64	48 41	24 22	47	48 23	24 38	72
49 25	23 00	52	49 10	23 22	65	48 59	23 53	55	48 40	23 45	61	48 22	24 34	59
49 24	23 06	57	49 10	23 37	57	48 58	22 37	81	48 40	24 19	53	48 22	24 43	60
49 24	23 11	46	49 10	23 43	59	48 57	23 21	72	48 40	24 26	47	48 21	24 37	64
49 23	23 08	53	49 09	23 27	64	48 57	23 43	71	48 38	24 27	53	48 20	24 42	65
49 23	23 10	66	49 09	23 31	59	48 56	23 48	62	48 38	24 30	56	48 20	24 46	46
49 23	23 12	50	49 09	23 38	58	48 54	23 52	68	48 37	24 31	62	48 19	24 37	89
49 20	23 05	59	49 08	23 32	58	48 54	23 57	66	48 36	23 26	66	48 19	24 43	59
49 20	23 15	56	49 08	23 40	52	48 54	24 02	68	48 36	24 25	46	48 18	24 39	58
49 20	23 26	63	49 07	23 32	87	48 54	24 03	73	48 36	24 27	68	48 12	24 55	47
49 17	23 21	61	49 07	23 36	59	48 54	24 05	54	48 33	24 19	63	48 10	24 45	92
49 16	23 24	67	49 06	23 00	69	48 53	24 13	52	48 33	24 23	49	48 10	24 53	55
49 16	23 36	53	49 06	23 36	71	48 53	23 53	64	48 33	24 31	60	48 07	24 54	73
49 15	23 16	61	49 06	23 46	56	48 52	23 57	61	48 31	23 00	94	48 05	25 15	53
49 15	23 20	70	49 05	23 30	63	48 52	24 06	55	48 30	24 27	51	48 04	25 10	54
49 15	23 22	61	49 05	23 45	64	48 52	24 05	62	48 29	24 35	48	48 03	25 18	70
49 15	23 27	56	49 04	23 35	73	48 51	22 36	72	48 28	24 32	66	48 01	25 19	55
49 13	22 50	74	49 04	23 40	55	48 51	24 02	65	48 26	24 35	57	47 59	25 18	63
49 13	23 00	88	49 03	23 38	64	48 51	24 05	56	48 26	24 42	56	47 58	25 23	57
49 13	23 21	71	49 01	22 37	81	48 51	24 07	52						
Закарпатский прогиб														
48 40	22 25	89	48 29	22 17	122	48 18	22 49	110	48 10	22 42	134	48 06	22 38	77
48 39	22 21	87	48 29	22 26	100	48 18	22 57	82	48 10	22 46	97	48 06	22 55	92
48 37	22 19	118	48 29	22 30	102	48 18	23 03	128	48 09	22 40	115	48 06	23 05	90
48 36	22 14	101	48 28	22 12	107	48 18	23 05	116	48 09	23 17	110	48 06	23 37	90
48 36	22 19	100	48 27	22 13	101	48 17	22 25	103	48 09	23 25	87	48 05	23 22	105
48 35	22 13	80	48 26	22 27	97	48 17	22 32	110	48 09	23 28	111	48 04	22 56	95
48 35	22 17	86	48 24	22 29	89	48 17	23 03	100	48 09	23 35	104	48 04	23 01	92
48 35	22 27	110	48 24	22 47	137	48 16	22 24	133	48 08	22 39	120	48 04	23 20	106
48 35	22 44	100	48 23	22 20	79	48 16	22 38	108	48 08	22 46	81	48 04	23 24	115
48 34	22 33	114	48 23	22 53	88	48 16	22 55	82	48 08	22 49	89	48 03	23 03	86
48 34	22 43	82	48 23	22 55	102	48 15	22 29	104	48 08	22 58	114	48 03	23 22	100

48 34	22 50	78	48 23	22 58	116	48 15	22 34	107	48 08	23 04	117	48 03	23 28	125
48 33	22 17	93	48 22	22 43	88	48 15	22 45	103	48 08	23 09	93	48 03	23 34	93
48 33	22 24	103	48 21	22 41	95	48 15	22 49	88	48 08	23 18	110	48 03	23 40	110
48 32	22 14	88	48 20	22 49	135	48 14	22 38	100	48 08	23 35	92	48 02	23 03	76
48 32	22 19	99	48 20	23 03	110	48 14	22 42	111	48 07	22 45	129	48 02	23 37	84
48 31	22 13	86	48 19	22 24	107	48 13	22 39	103	48 07	22 46	96	48 02	23 52	100
48 31	22 34	123	48 19	22 35	113	48 13	22 43	106	48 07	22 47	81	48 01	23 34	95
48 31	22 50	100	48 19	22 39	116	48 12	22 42	109	48 07	22 49	89	48 00	23 55	76
48 31	22 55	90	48 19	22 44	135	48 12	22 50	98	48 07	23 07	101	47 59	22 53	98
48 30	22 19	88	48 19	22 54	120	48 11	22 37	85	48 07	23 08	82	47 58	23 51	92
48 30	22 26	98	48 18	22 40	101	48 11	22 39	108	48 07	23 28	111	47 58	23 54	83

Рава-Русский разлом на внешней границе прогиба продолжается и в район южной аномалии, но приуроченность к нему возмущения ТП не очевидна.

В районе надвига Складчатых Карпат тепловой поток начинает расти, увеличиваясь до типичных значений в пределах этого региона – 60-70 мВт/м².

В Предкарпатском прогибе распространены и районы со значениями ТП около 40-45 мВт/м² и ниже. Этот факт подтверждает принятое при моделировании глубинных процессов (см. гл. 2) предположение, согласно которому несколько повышенная теплогенерация в тектоносфере характерна только для геосинклинального региона. Во внешней зоне прогиба вне аномалий (вероятно, связанных с современной активизацией) величина ТП может опускаться даже ниже среднеплатформенной, как и в некоторых районах Вольно-Подольской плиты [Гордиенко и др., 2011]. Подтверждением этому могут служить довольно высокие скорости сейсмических волн в земной коре Предкарпатского прогиба, установленные на профиле ГСЗ XXI и пересекающих его профилях (см. гл. 4).

3.2.2. Складчатые Карпаты. Геотермические исследования здесь начаты еще в конце 60-х годов прошлого века, но плотность измерений на протяжении 30 лет оставалась незначительной, во всяком случае, по сравнению с Предкарпатским и Закарпатским прогибами. Это связано с незначительным количеством скважин во внутренней части складчатой зоны.

Применение авторами новой методики расчета ТП по данным о температурах в испытываемых пластах позволило в последние годы заметно исправить ситуацию, но и в настоящее время львиная доля результатов сосредоточена в части Скибовых Карпат, надвинутых на Предкарпатский прогиб. Тем не менее, уже есть возможность рассмотреть многие особенности теплового поля региона, неизвестные ранее.

При расчете ТП по забойным температурам геотермический градиент (γ) вычислялся между этими глубинами и поверхностью, температура на которой принята в соответствии с данными метеостанций равной 6⁰С. Величина эта явно не сохраняется неизменной, но глубины скважин велики и вносимая погрешность расчета γ незначительна. Теплопроводность пород, пройденных скважинами, оценивалась в виде средней величины, зависящей от разреза. Для мел-палеогенового флиша было принято значение 2,65 Вт/м.⁰С, для поднадвиговых пород Предкарпатского прогиба и некоторых образований западной части Складчатых Карпат - 1,9-2,0 Вт/м.⁰С. В зоне надвига Скибовых Карпат на Предкарпатский прогиб средние значения λ в интервале определения геотермического градиента составляли обычно около 2,3 Вт/м.⁰С.

В значения температур перед расчетом геотермического градиента были внесены палеоклиматические поправки, что заметно сказалось на значениях ТП в неглубоких скважинах и практически не изменило их в глубоких (подавляющем большинстве скважин глубиной 2000-4000м).

Точность полученных величин ТП можно только примерно оценить по разбросу значений в одной скважине, в расположенных рядом скважинах, по результатам сравнения

с ТП, установленным по другой методике в скважинах, где проводились повторные определения. Отклонения от среднего в последнем случае составляют 6-7%, что свидетельствует о небольшом уровне погрешности и при средней величине фонового ТП региона (см. ниже) около 65 мВт/м^2 позволяет проводить на карте изолинии ТП через 10 мВт/м^2 (учитывая довольно значительное число пунктов, где значения ТП осреднялись, т.е. были несколько точнее единичных).

Полученные результаты сведены в таблицу 3.2. Часть из них представляет собой групповые измерения на ограниченных площадях. В соответствии с региональным характером исследования они изображались на карте одной точкой со средним значением ТП. В результате на карту было вынесено 128 пунктов (280 единичных определений ТП).

Ширина Украинских Восточных Карпат изменяется от 90 км на северо-западе до 70 км на юго-востоке. В двух зонах десятикилометровой ширины у Предкарпатского прогиба (количество пунктов определения с востока на запад - 86 и 20) средние значения ТП практически совпадают - $60\text{-}61 \text{ мВт/м}^2$. В следующей к юго-западу 20-ти километровой зоне (и последующих) пункты определений есть только в северо-западной половине региона. Здесь среднее из 7 значений - 70 мВт/м^2 , далее в зоне той же ширины - 69 мВт/м^2 (3 значения). Еще дальше на запад - 20-ти километровая зона с двумя значениями ТП и средним 82 мВт/м^2 , последняя 10-ти километровая зона перед Закарпатским прогибом - 84 мВт/м^2 (7 значений).

Приведенный перечень демонстрирует сохранившуюся плохую изученность большей части Складчатых Карпат. Можно рассчитать среднее, учитывая площадные веса перечисленных зон, оно составит около 72 мВт/м^2 . Однако это значение скорее всего не характеризует регион как область, где ТП постепенно растет с северо-востока на юго-запад от 60 мВт/м^2 у передового прогиба до 72 мВт/м^2 в центре и 84 мВт/м^2 на противоположном краю. Если в центральных зонах из расчета исключить повышенные ТП на крайнем северо-западе (см. рис. 3.3), то среднее в их пределах составит только 64 мВт/м^2 . Поэтому логичным (до появления данных в центре юго-восточной половины Складчатых Карпат) кажется считать рост ТП от Предкарпатского прогиба к Закарпатскому менее интенсивным - примерно на 10 мВт/м^2 . Необходимо также учесть, что в крайних зонах у Предкарпатского прогиба тепловой поток может быть завышен структурным эффектом примерно на $3\text{-}4 \text{ мВт/м}^2$, т.е. фоновое увеличение ТП вкост Складчатых Карпат составляет около 15 мВт/м^2 (от $55\text{-}60$ до $70\text{-}75 \text{ мВт/м}^2$). А на этом фоне развиты положительные аномалии, одна из которых располагается почти полностью в Закарпатском прогибе, вторая - на северо-западной окраине региона. В ее пределах средний ТП достигает 82 мВт/м^2 , в центральной части - более 90 мВт/м^2 . Интенсивность аномалии практически не отличается от интенсивности возмущений ТП, установленных ранее в окружающих прогибах и связанных с зонами современной (постальпийской) активизации. Вероятно, она затронула и часть Складчатых Карпат. Конечно, в пределах региона возможны и другие положительные возмущения ТП (встречены отдельные значения, превышающие 70 мВт/м^2), которые пока не могут быть достоверно диагностированы.

Положительная аномалия ТП на северной границе украинских Складчатых Карпат может быть связана с зоной циркуляции позднеплиоценовых гидротерм в зоне рудной минерализации зоны Кросно, вблизи ее границы с Дуклянской зоной. В период гидротермальной активности тепловой поток здесь должен был превышать (судя по данным геотермометров) 100 мВт/м^2 [Шумлянський та ін., 2008].

Изученность ТП в Складчатых Карпатах за пределами Украины очень незначительна [Geothermal..., 1992 и др.]. Тем не менее, можно утверждать, что распределение ТП в Западных Карпатах в Польше в общих чертах сходно с наблюдаемым в Украине. Напротив, в Румынских Восточных Карпатах ТП складчатой зоны резко понижен по сравнению с рассмотренным выше. Трудно сказать, связано ли это с погрешностью определения параметра или с геологическими причинами.

3.2.3. Закарпатский прогиб. Интерес к изучению теплового поля Закарпатья - самой “прогретой” области Украины - сохранялся на всех этапах геотермических исследований, начиная с 60-х годов. В последнее время использовались результаты измерений температуры на забоях глубоких скважин региона (350-4000м), проведенных производственными организациями. Геотермический градиент рассчитывался в интервале глубин между забоем и поверхностью. Температура поверхности определена по данным местных метеостанций как среднемноголетняя и составила $10 \pm 1^{\circ}\text{C}$. Средние значения теплопроводности определялись по разрезу скважин, каждой возрастной и литологической разновидности пород приписывалась величина теплопроводности по данным ранее проводившихся исследований. В результате оказалось, что параметр изменяется от 1,6 до 2,3 Вт/м $^{\circ}\text{C}$. Исключение составили несколько скважин, пересекших значительные по мощности пласты соли. Здесь средняя теплопроводность достигала 2,7-2,8 Вт/м $^{\circ}\text{C}$.

В нескольких пунктах определения ТП были повторно выполнены в ранее изучавшихся скважинах, где проводились точные измерения температуры по всему стволу после достаточной выстойки и изучалась теплопроводность на специально отобранных образцах керна (площади Русские Комаровцы, Вел. Добронь, Залуж, Данилово и др.). Сопоставление полученных значений ТП показало, что отклонение от среднего значения составляют 5-20%, т.е. погрешность новых определений вполне сопоставима с достигнутой ранее.

В небольшом количестве скважин (см. выше) для расчета геотермического градиента использованы температуры, полученные при испытаниях.

В расчетные значения ТП были внесены поправки, учитывающие влияние палеоклимата, в нескольких пунктах для относительно неглубоких скважин учитывалось влияние перетоков вод, особенно интенсивное в верхней части разреза. В результате в полученных величинах ТП (в некоторых скважинах их насчитывается до 5-7) отсутствует зависимость от глубины определения температуры, что указывает на эффективность расчета поправок. Можно полагать, что в регионе установлен глубинный (т.е. существенно не искаженный приповерхностными влияниями) тепловой поток (табл. 3.2).

При построении карты использованы все известные авторам значения теплового потока в Закарпатье (рис. 3.3), в том числе и ранее не публиковавшиеся. Абсолютная величина погрешности значений, вынесенных на карту (учитывая, что примерно треть из них - результат осреднения данных по двум и более скважинам), составляет около 10 мВт/м 2 . Изолинии ТП проведены через 20 мВт/м 2 .

Площадь районов, где тепловой поток превышает 100 мВт/м 2 , составляет около 2/3 территории. За пределами соответствующей изолинии средняя величина ТП составляет 89 мВт/м 2 . Это значение можно признать фоновым для Закарпатского прогиба. По небольшому количеству данных можно предположить, что оно характерно и для фрагмента Паннонской впадины на территории Украины. Названная величина заметно больше наблюдаемой в прилегающей к прогибу части Складчатых Карпат (78 мВт/м 2). Постепенный рост ТП в пределах Складчатых Карпат при приближении к Закарпатскому прогибу резко усиливается и связан, скорее всего, не с “общезакарпатским”, а с местным источником.

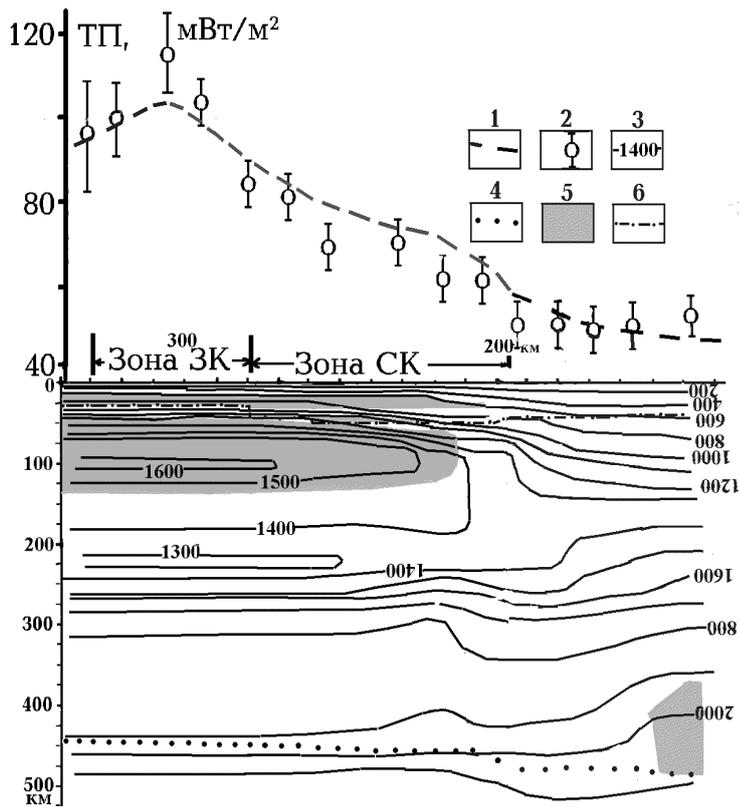
Это региональное повышение ТП в самом прогибе дополняется интенсивными положительными аномалиями. В их пределах среднее значение теплового потока составляет 113 мВт/м 2 . На небольших территориях (около 3% площади прогиба) ТП превышает 120 мВт/м 2 (в среднем - около 130 мВт/м 2). Очевидно, что в этих районах источники тепла резко приближены к поверхности Земли.

Приведенные данные показывают, что тепловой поток Закарпатского прогиба можно рассматривать как результат действия источников тепла, дополнительных по отношению к единому источнику, связанному с глубинными процессами в недрах альпийской Карпатско-Динаридской геосинклинали. Один (региональный) источник вызывает ступенеобразное повышение ТП на внешней границе прогиба. Здесь тепловой поток увеличивается на 15-20 мВт/м 2 в пределах полосы шириной около 15 км. Другие (локальные) образуют аномалии с

характерной шириной около 15 км, в центральных частях которых ТП повышен по сравнению с обусловленным региональным источником на 20-40 мВт/м². В менее детальном и достоверном виде такая же картина фиксируется и в Паннонском срединном массиве (молодой Паннонской депрессии).

3.3. Современная тепловая модель тектоносферы

Для основных районов Украинских Карпат эта модель приведена выше (см. гл. 2), здесь рассмотрим ситуацию на их контакте и на переходе от Складчатых Карпат к платформенным условиям (естественно, вне зон современной активизации Предкарпатского прогиба). Необходимо проанализировать и соответствие модели, построенной по представлениям АПГ, распределению ТП в регионе. Хорошей иллюстрацией может



служить двумерная модель тектоносферы вдоль геотраверса II (рис. В.3 и 3.4).

Рис. 3.4. Тепловая модель тектоносферы Украинских Карпат.

Значения теплового потока: 1 – расчетные ТП, 2 – экспериментальные ТП (и пределы их изменчивости), 3 – изотермы, 4 – зона перехода оливин – шпинель, 5 – зоны частичного плавления, 6 – раздел Мохо.

При расчете величины ТП фоновая (радиогенная) составляющая учитывала несколько повышенную теплогенерацию пород коры и верхней мантии по сравнению с обычной для платформ. Вычисления проведены вдоль имеющихся в регионе профилей ГСЗ (рис. В.3), расхождения расчетных значений в точках

пересечения профилей не превышают первых мВт/м². Было принято во внимание также геологически недавнее изменение мощности коры, т.е. изменение радиогенной теплогенерации в соответствующих интервалах глубин. В результате получена величина фонового теплового потока, незначительно изменяющаяся около значения 50 мВт/м². Полные значения ТП не подбирались путем изменения параметров источников тепла, тем не менее, согласование расчетных и экспериментальных величин вполне удовлетворительное. Заметные отличия наблюдаются только в районе максимальных аномалий ТП в Закарпатском прогибе, где они обусловлены локальными приближениями к поверхности наиболее молодых вторжений выплавок средних и кислых пород из низов современной тонкой коры в верхнюю часть.

В представленной на рис. 3.4 модели верхняя часть отражает тепловую ситуацию при образовании последнего источника тепла в недрах всего Закарпатского прогиба на глубине 10-20 км 2 млн. лет назад. Этот вариант не единственно возможный, поэтому была построена и другая модель верхней тектоносферы прогиба, в которой отражены тепловые последствия дополнительного перемещения вещества: подъема перегретых масс в интервал 5-10 км 1 млн. лет назад. Результаты расчета теплового потока сопоставлены с приведенными на рис. 3.4 (рис. 3.5). Это перемещение охватывало только центральную зону прогиба шириной 20 км. Очевидно, что согласование расчетных и наблюдаемых величин в центре Закарпатского прогиба улучшилось, однако из этого факта едва ли стоит делать вывод о приближении последней модели к реальному глубинному процессу. Сближения расчетных и наблюдаемых величин ТП можно добиться и с использованием других схем перемещения вещества, т.к. за вариации величины аномального теплового потока в регионе

отвечают в значительной мере источники в довольно тонком верхнем слое земной коры.

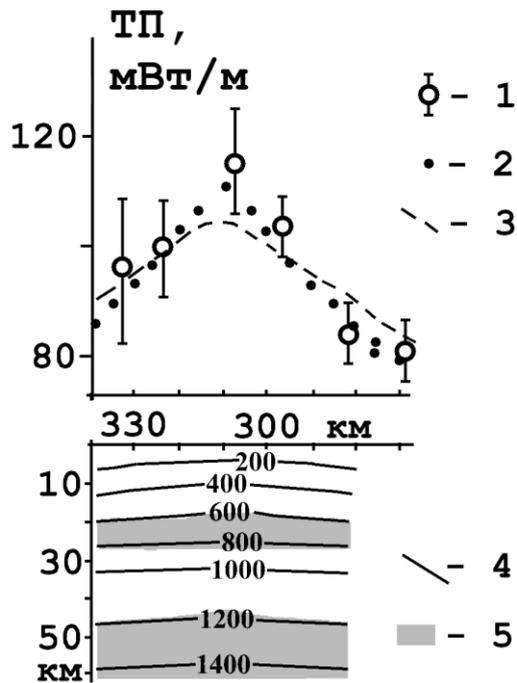


Рис. 3.5. Тепловая модель верхней тектоносферы и тепловой поток в Закарпатском прогибе.

1 – осредненный экспериментальный ТП, 2,3 – расчетный ТП: 2 – для последнего теплопереноса 1 млн. лет назад, 3 – 2 млн. лет назад, 4 – изотермы для модели, учитывающей последний этап активизации около 1 млн лет назад, 5 – зоны частичного плавления.

Построенные модели (в том числе и включающая наиболее молодой теплоперенос в верхней части коры) не отражают существования гидротермального процесса на локальных участках региона. Между тем именно с ним связаны наиболее интенсивные аномалии теплового потока. Этот недостаток

отчасти восполнен в гл. 7 при рассмотрении формирования гидротермальных рудных месторождений.

Анализ теплового поля Карпатского региона в пределах Украины включает и изучение геознергетических ресурсов региона, концентрация которых здесь достигает максимума. Однако, кажется логичным отнести рассмотрение этого вопроса в гл. 7, где речь идет о полезных ископаемых Карпат.

В целом построение тепловых моделей тектоносферы региона дало возможность не только проконтролировать схему глубинных процессов независимыми данными о распределении теплового потока Земли, но и создать предпосылки для количественного анализа аномалий скоростей сейсмических волн, электропроводности и плотности пород коры и верхней мантии.

Глава 4. Скоростные модели тектоносферы, сейсмичность

В предшествующих разделах монографии продемонстрирована большая изменчивость вещественного состава и температуры коры и верхней мантии Карпатского региона, обусловленная, прежде всего, активными альпийскими и постальпийскими глубинными процессами. Она находит отражение и в скоростной структуре тектоносферы, которая в настоящее время изучена еще недостаточно для выявления даже основных скоростных аномалий. Вдоль имеющихся в регионе профилей ГСЗ (рис. В.3) только фрагментарно построены скоростные разрезы. Сведения о распределении скоростей сейсмических волн в верхней мантии еще более скудны. Поэтому приводимые ниже результаты анализа сейсмических данных могут быть пересмотрены при появлении новой информации.

4.1. Скоростные модели коры

Они были построены вдоль профилей ГСЗ, приведенных на рис. В.3 и по разрезам земной коры под сейсмостанциями по данным [Дослідження..., 2005. Заяц, 1980, Литосфера..., 1993, Назаревич, 2005. Сейсмические..., 1980, Соллогуб, 1986, Соллогуб и др., 1987, Структура..., 1980, Чекунов и др., 1969. Чекунов, 1972 и др.]. Наиболее достоверными кажутся скоростные разрезы вдоль геотраверса II и профиля XXVII (рис. 4.1). Модели, полученные разными авторами на этих профилях и близких к ним сейсмо-

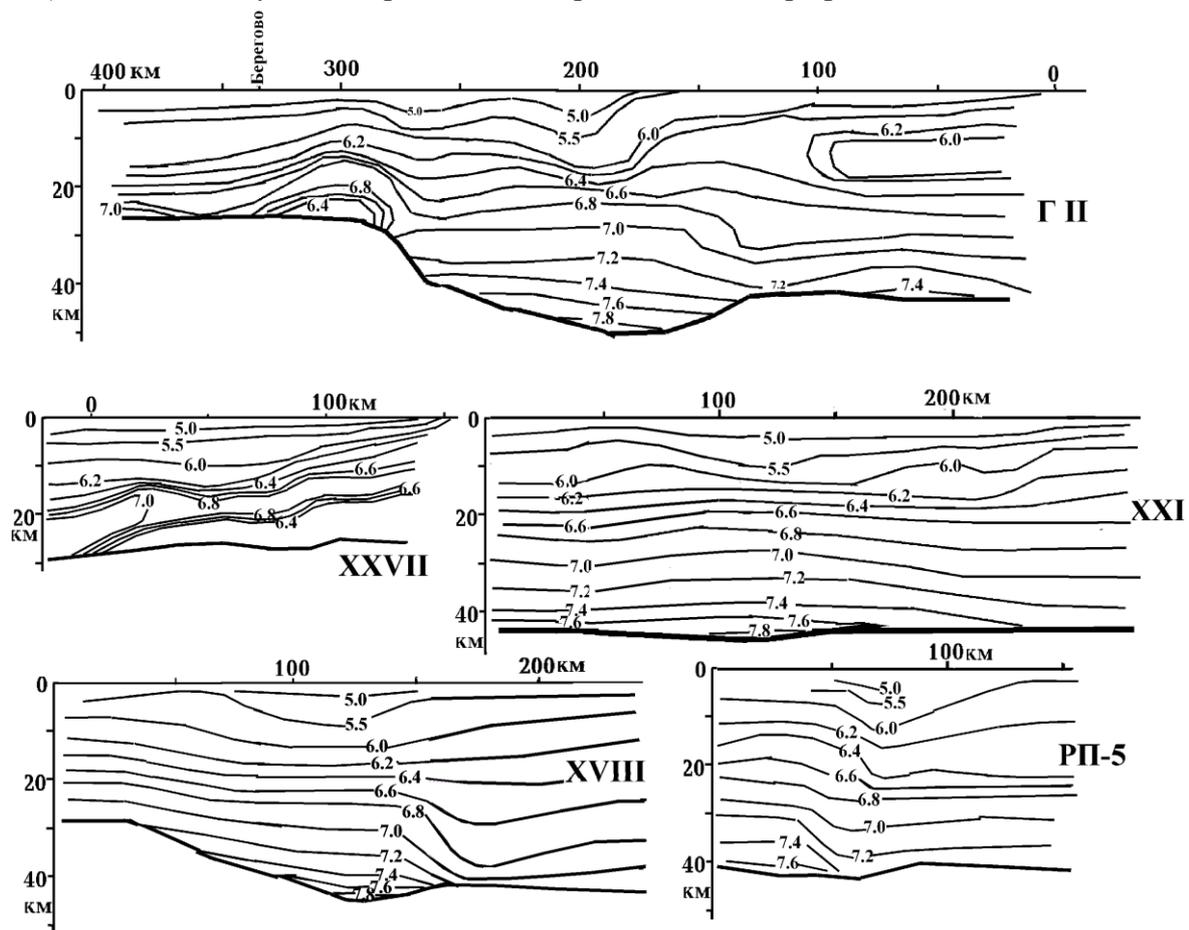


Рис. 4.1. Скоростные разрезы коры (V_p в км/с) вдоль профилей ГСЗ в Украинских Карпатах.

станциях, позволяют оценить погрешность значений скорости продольных сейсмических волн (V_p) в 0,1-0,2 км/с. В других случаях фрагментарность информации не позволяет сделать такой оценки: изолинии скорости интерполировались между частями профилей с

известными данными, сведения о средних скоростях переводились в данные о пластовых и т.п.. Поэтому представленное на рис. 4.1 заполнение всей мощности коры изолиниями скорости не должно создавать иллюзии детальности изучения коры.

Сравнительно детальная скоростная модель земной коры построена на пересечении Карпат профилем CEL05 [Grad et al., 2006], но он располагается за пределами Украины, хотя и на небольшом расстоянии от границы, и проходит по Западным Карпатам (рис. 4.2).

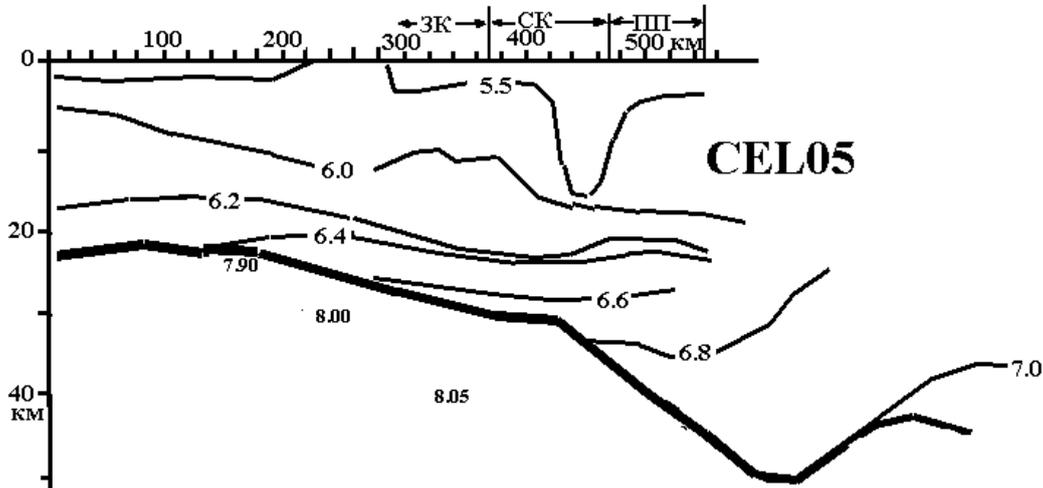


Рис. 4.2. Скоростной разрез земной коры вдоль профиля ГСЗ CEL05. ПП – Предкарпатский прогиб.

Необходимость учета высоких температур в коре региона (см. гл. 3) привела к специфическому определению глубины раздела М на ряде участков профилей ГСЗ в Украинских Карпатах. Приводимые ниже данные об изменении скорости продольных сейсмических волн под влиянием температуры на разной глубине и частичного плавления демонстрируют возможность возникновения существенных аномалий (рис. 4.3)

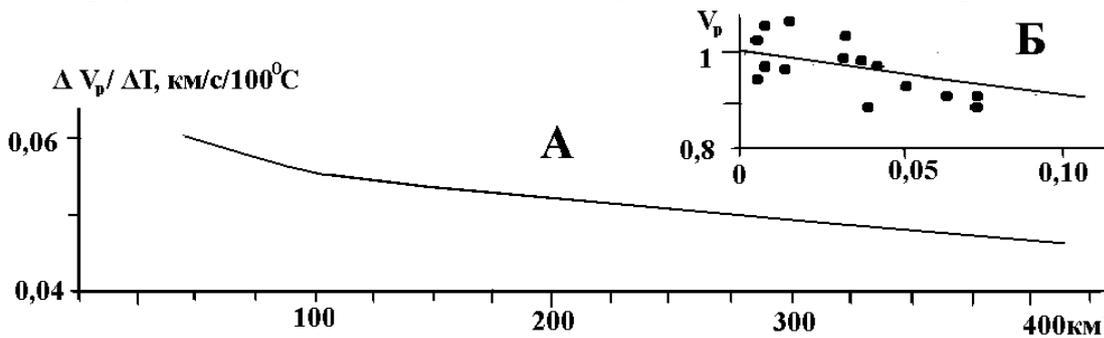


Рис. 4.3. Влияние температуры (А) и степени плавления (Б) породы на V_p .

Отличия T в коре Складчатых Карпат от фоновой (см. гл. 3) достигают сотен градусов. При нормальных температурах в нижней части разрезов появляются слои, в которых располагаются породы со скоростью выше 8 км/с (рис. 4.4). Очевидно, они не могут относиться к коре. Соответствующее ограничение коры следует считать минимальным, т.к. скорости в расположенных несколько выше образованиях отличаются от мантийных на величину, не превосходящую погрешности их определения.

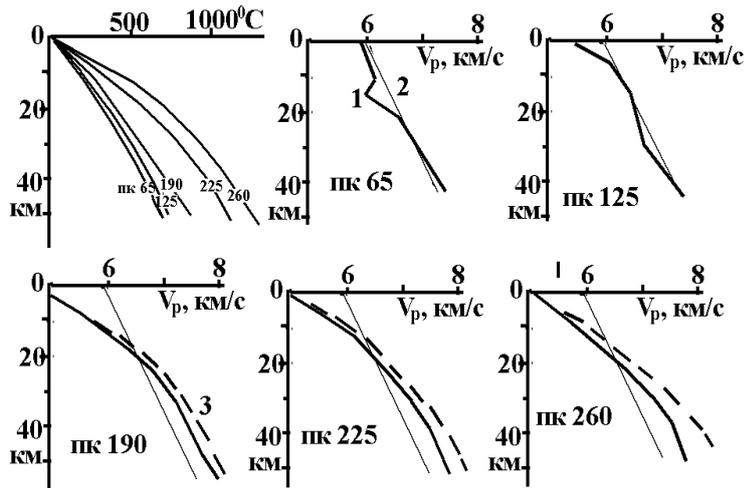


Рис. 4.4. Распределения температуры и V_p в коре под участками геотраверса П.

Скорости продольных волн: 1 – экспериментальные, 2 – фоновые платформенные, 3 – пересчитанные к нормальным T коры и отсутствию частичного плавления.

Скоростные разрезы на платформенной части профиля (пк 65 и 125) вполне отвечают фоновому изменению состава и степени метаморфизма пород консолидированной коры с глубиной. Заметное понижение V_p на пикетах примерно от 0 до 100 отвечает зоне современной активизации Волыно-Подольской плиты (рис. 4.1 и 4.4).

В Закарпатском прогибе отчетливо выделяется зона базификации (повышенной скорости) и, возможно, - частичного плавления (рис. 4.1).

В Складчатых Карпатах в верхней части разреза зоной пониженных скоростей (по сравнению с разрезом консолидированной коры) выделяется осадочный слой и, возможно, зона частичного плавления и флюидизации коры. Такое предположение базируется на мощности альпийского осадочного слоя (см. гл. 2), в несколько раз меньшей мощности зоны пониженных скоростей. Глубже 20 км скорости (в том числе и не исправленные за повышение температуры) явно выше нормальных, что может указывать на базификацию коры вплоть до образования коро-мантийной смеси.

Однако отнесению этого эффекта к альпийскому процессу в Складчатых Карпатах противоречат данные по Западным Карпатам и территории к северо-востоку от них (профиль CEL05 – рис. 4.2). Скоростной разрез в зоне СК здесь после внесения поправки за повышенную температуру недр глубже 15 км заметно не отличается от фонового платформенного (рис. 4.5).

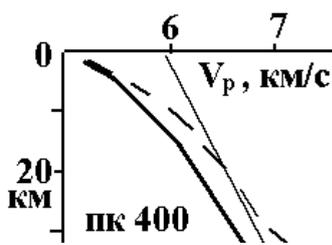


Рис. 4.5. Распределение V_p под зоной СК в Западных Карпатах (профиль CEL05).

Усл. обозначения см. на рис. 4.4.

Естественно ввести температурные поправки к значениям скорости при определении подошв и осадочно-«гранитного» и переходного слоев коры. При нормальных платформенных температурах они примерно отвечают скоростям 6,4 и 6,8 км/с. В рассматриваемом случае эти величины сохраняются только на платформе и в Предкарпатском прогибе (рис. 4.4) Юго-западнее при соответствующем составе и степени метаморфизма пород значения V_p понижены до 0,2-0,3 км/с. Схемы распределения глубин указанных коровых границ и раздела М приведены на рис. 4.6.

Нормальные глубины разделов составляют примерно 15, 30 и 42 км соответственно, т.е. приведенные на рис. 4.6 значения подтверждают отмеченную выше базификацию средней и нижней частей коры Закарпатского прогиба и Складчатых Карпат и разнонаправленное изменение мощности коры в целом. Следует отметить, что утолщение коры в северной части региона сохраняет северо-западное простираение несмотря на поворот карпатской дуги. Можно предположить, что оно отвечает зоне Тейссейре-Торнквиста, а не альпийской геосинклинали.

В составе земной коры Украинских Карпат, вероятно, при ее базификации появился слой коро-мантийной смеси – КМ (рис. 4.1), отсутствующий на большей части платформенных территорий. Глубина его кровли также была определена после введения в значения скоростей продольных сейсмических волн поправки, учитывающей перегрев недр региона. Т.е. обычно принимаемая для этого раздела величина V_p , равная 7,2 км/с, в наиболее нагретой части разрезов понизилась до 6,90-6,85 км/с.

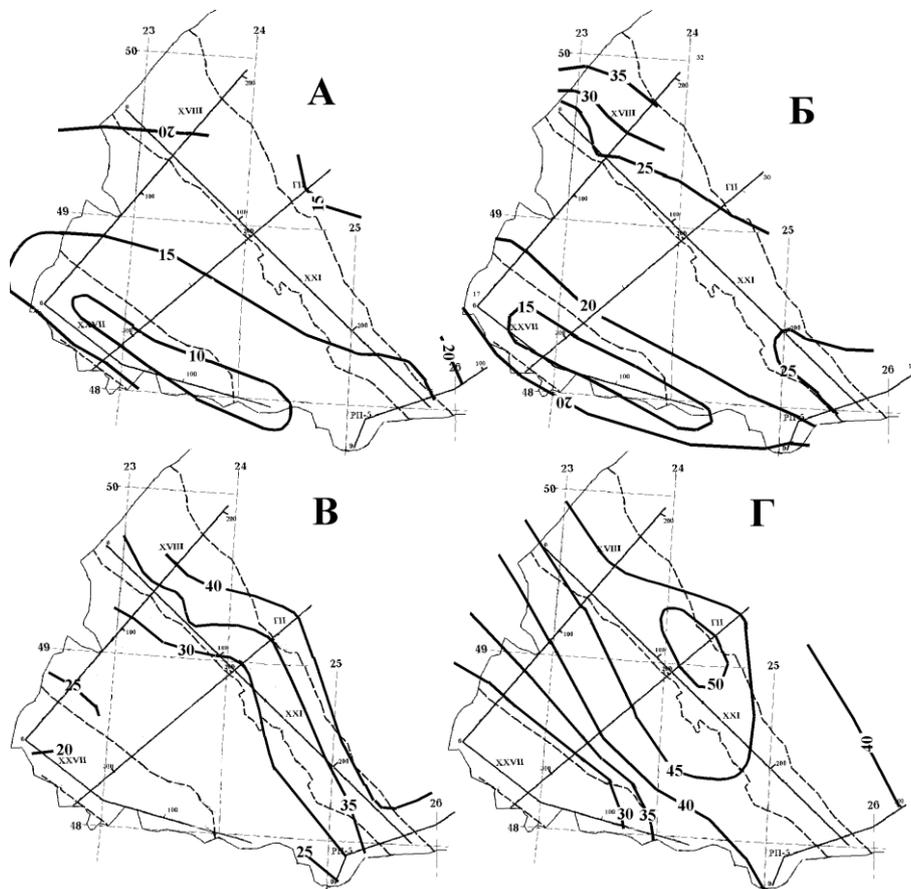


Рис. 4.6. Глубины подошв осадочно-«гранитного» слоя (А), переходного слоя (Б), кровли слоя КМ (В) и раздела М (Г) в Украинских Карпатах (в км).

Сведения о распределении V_p в коре Закарпатского прогиба, Восточно-Словацкой впадины (профиль СЕL05) и района Паннонии у г. Карцаг (к юго-западу от Закарпатского прогиба и к юго-востоку от Восточно-Словацкой впадины) можно использовать для проверки предположения, высказанного выше (см. гл. 3) на основании анализа тепловой модели о наличии слоя частичного плавления на глубине более 20 км.

Оно было сформулировано без учета аномального состава нижней коры этой части региона, который выявлен на скоростных разрезах Восточных Карпат. Наблюдается он и в Карцаге (рис. 4.7).

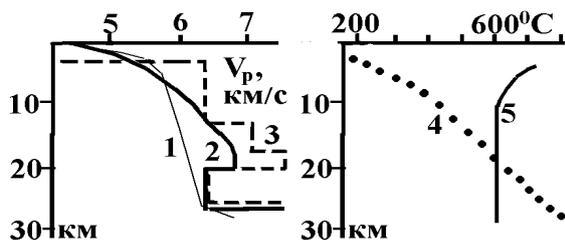


Рис. 4.7. Распределение V_p в Восточно-Словацкой впадине (1), Закарпатском прогибе (2), в Карцаге (3), и температуры в Закарпатском прогибе (4).

5 – солидус пород амфиболитовой фации метаморфизма.

Глубина кровли зоны пониженных скоростей продольных сейсмических волн в Закарпатском прогибе и Паннонии совпадает с глубиной точки пересечения геотермы и линии солидуса. В Восточно-Словацкой впадине на глубине более 20 км скорости те же, но выше нет положительной аномалии. При внесении в значения V_p поправок, учитывающих влияние температуры и расплава, получим увеличение скорости на 0,6 км/с, т.е. базификацией охвачена и нижняя часть коры. Вероятно, в данном случае температура солидуса понижена не появлением воды при дегидратации пород амфиболитовой фации метаморфизма, а поступлением в кору мантийных базальтовых выплавов, содержащих некоторое количество флюидов. Степень плавления в мантийном подкоровом очаге оценивается примерно как 2% в слое мощностью около 100 км. Магма и флюиды концентрируются в верхнем интервале астеносферы, откуда частично расплавленное вещество поступает в кору [Усенко, 2008]. Здесь концентрация воды может достигать первых процентов, увеличиваясь практически на порядок по сравнению с концентрацией в мантии.

4.2. Скоростные модели верхней мантии

Сведений о распределении скоростей сейсмических волн в верхней мантии региона немного. Региональная европейская модель распределения скоростей поперечных волн [Marquering et al., 1996] недостаточно детальна и обладает другими недостатками, затрудняющими интерпретацию [Гордиенко, 2010]. Тем не менее, можно констатировать (рис. 4.8), что скорости в мантии Складчатых Карпат и Закарпатского прогиба заметно отличаются от установленных под платформой.

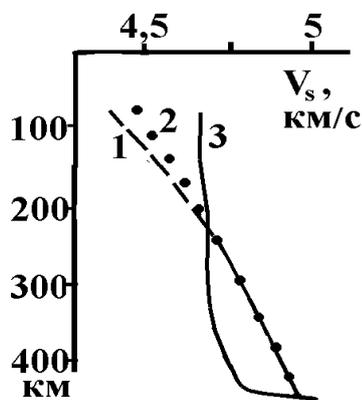


Рис. 4.8. Распределение V_s [Marquering et al., 1996] в мантии Закарпатского прогиба (1), Складчатых Карпат (2) и Восточно-Европейской платформы на территории Украины (3).

Знак аномалии меняется с глубиной, что согласуется с представлением об адвекционном характере активного глубинного процесса в недрах геосинклинали. Интенсивность аномалии в верхней части верхней мантии увеличивается к Паннонии.

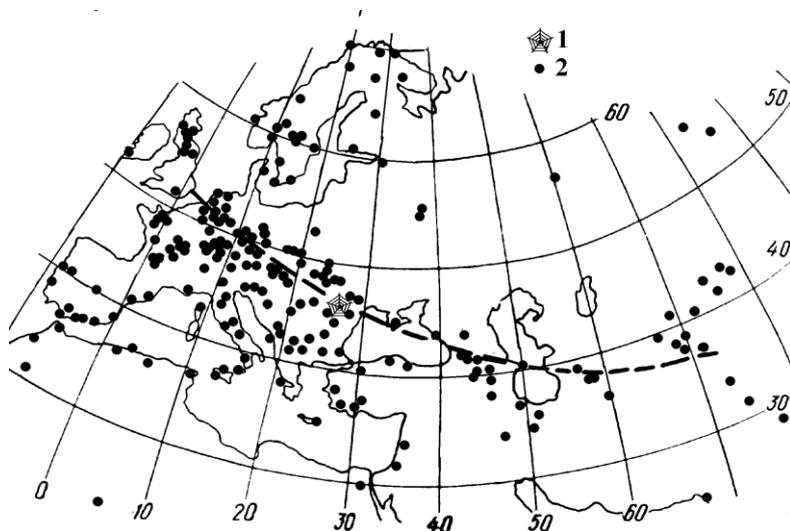


Рис. 4.9. Примерное положение границы (штриховая линия) между частями Европы с разными скоростными моделями мантии [Сагалова, 1980].

1 — источник землетрясений зоны Вранча, 2 — сейсмостанция.

По данным Е.А. Сагаловой [Сагалова, 1980] в мантии региона (и Европы в целом) выделяются границы раздела на глубинах 170-180, 230, 320 и 450 км. Они полностью отвечают (с учетом разумной погрешности) кровлям КТД в активных процессах, дополняя, таким образом, данные Н.И. Павленковой, полученные для других регионов [Pavlenkova et al., 2006]. Е.А. Сагаловой установлено

также, что скоростные разрезы верхней мантии Западной и Восточной Европы (граница проходит примерно по рассматриваемому региону - см. рис. 4.9) различаются весьма характерным образом. В интервале от раздела М до 230 км в первом случае они ниже, глубже – наоборот.

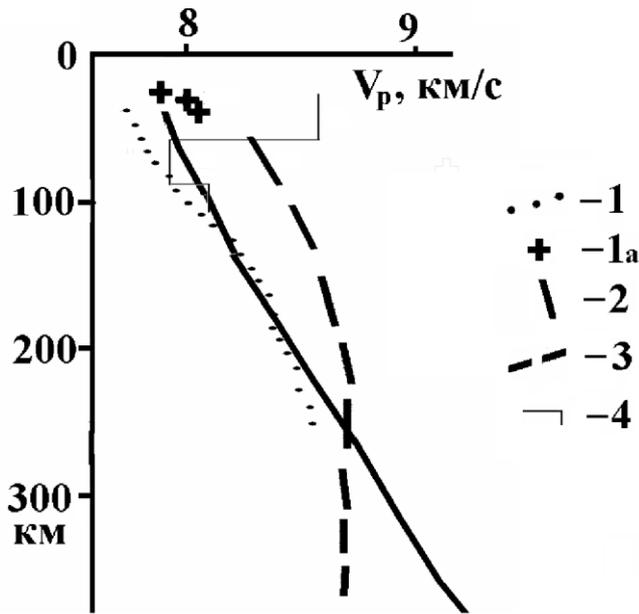


Рис. 4.10. Распределения скорости продольных сейсмических волн в мантии платформы и активных регионов.

1 – Паннония, 1а – Восточно-Словацкая впадина, 2 – Западная Европа, 3 – Восточная Европа, 4 – Карцаг (Паннония).

Этот результат согласуется с данными по поперечным волнам. Модели из работ [Рябой, 1979, Соллогуб, 1986 и др.] позволяют уточнить величину такой аномалии – рис. 4.10.

В мантии под Восточно-Словацкой впадиной глубже показанных на рис. 4.10 значений скорости отмечены и более высокие, но они малодостоверны [Grad et al., 2006].

Выявленные скоростные аномалии близки к установленным на более обширном материале по мантии платформ и альпийских геосинклиналей, обобщенным в работе [Гордиенко, 2010] и представленным на рис. 4.11. Здесь фигурируют кроме информации по Восточной Европе и Карпатам данные по Сибирской платформе, скоростные разрезы Африканской, Северо-Американской, Антарктической платформ и Кавказа, Курил, Анд.

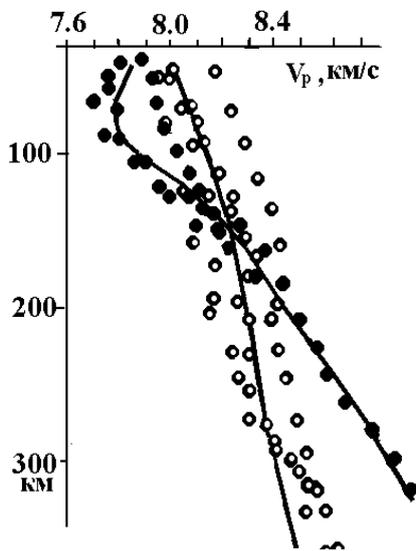


Рис. 4.11. Расчетные (линии) и экспериментальные данные о распределении скоростей продольных сейсмических волн в верхней мантии альпийских геосинклиналей (точки) и докембрийских платформ (кружки).

Таким образом, скоростная модель мантии под Карпатским регионом представляется довольно типичной и согласующейся с данными о составе пород мантии и распределении в ней температур.

В скоростном разрезе мантии под Карцагом выделяется подкоровая зона с интенсивной положительной аномалией (рис. 4.10). Как отмечено выше (см. гл. 2) и в работе [Гордиенко, 2010], в зонах современной активизации на небольшой глубине ниже раздела М могут встречаться опустившиеся из коры эклогиты, отличающиеся повышенной скоростью продольных сейсмических волн.

Таким образом, по расчетным и отрывочным экспериментальным данным можно предполагать, что в мантии под Карпатским регионом на глубинах до 100 км вне аномалий эклогитовой природы распространены скорости продольных сейсмических волн на уровне 8 км/с или несколько ниже.

Проверка этого утверждения на всем пространстве региона возможна при использовании волн землетрясений, фиксируемых на значительном расстоянии от карпатских источников. С этой целью был использован материал Береговского

землетрясения октября 1965 г [Сейсмичность..., 1969]. В коровые части моделей включен скоростной разрез коры Закарпатского прогиба (рис. 4.1), разрезы в районе Крыма и Чешского массива (рис. 4.12),

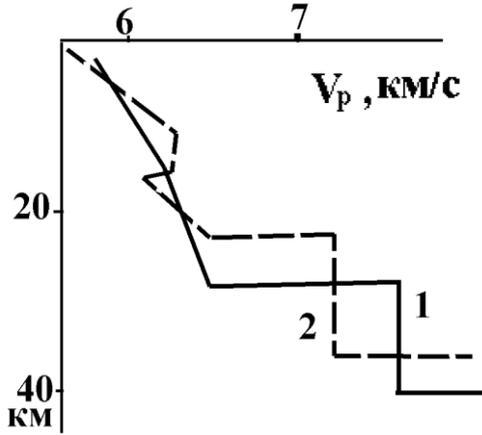


Рис. 4.12. Скоростные разрезы коры Крыма (1) и Чешского массива (2) [Соллогуб, 1986, Литосфера..., 1988].

Скоростной разрез верхов мантии почти на всем пути волн от источника до сейсмостанции в Алуште и Кашперских горах считался представленным величинами V_p от 7,8 на разделе М до 8,0 на глубине максимального погружения лучей - около 80 км, т.к. трасса проходит почти целиком по различным зонам активизации. Вставки с «нормальными» мантийными скоростями (8,1-8,2 км/с) вне зон активизации составляли в каждом случае около 200 км. Расчеты выполнены Л.Я. Гордиенко по программе SEIS-83 И. Пшенчика и В. Червени. Времена пробега волн экспериментально определены - 128,3с и 90,8с соответственно (на расстояниях 982 и 675 км). Погрешность этих данных можно оценить как 0,4-0,5 с. Получены расчетные времена 128,8 и 91,2 с, их можно считать удовлетворительно совпадающими с экспериментальными.

4.3. Зона повышенного поглощения энергии сейсмических волн в верхней мантии

Этот параметр может служить дополнительной характеристикой астеносферы. Для его изучения могут быть использованы два подхода.

В рамках первого были изучены, в частности, сектора направлений прихода волн близких землетрясений на сейсмостанции Карпато-Балканского региона, в пределах которых наблюдались значимые отклонения фактического азимута прихода от теоретического (азимутальные аномалии) [Нестеров, 1987]. По пересечению секторов 9 станций выделена территория, занимающая большую часть Паннонского массива, в пределах которой должен располагаться объект, вызывающий аномалии. По величинам периодов, на которых отмечены возмущения хода лучей, предполагается, что он находится в интервале глубин около 20-60 км. Закарпатский прогиб оказывается за пределами этой территории. В работе [Нестеров, 1987] высказывается предположение о возможности смещения северной границы аномального объекта на север, в направлении Восточно-Словацкого прогиба (рис. 4.13).

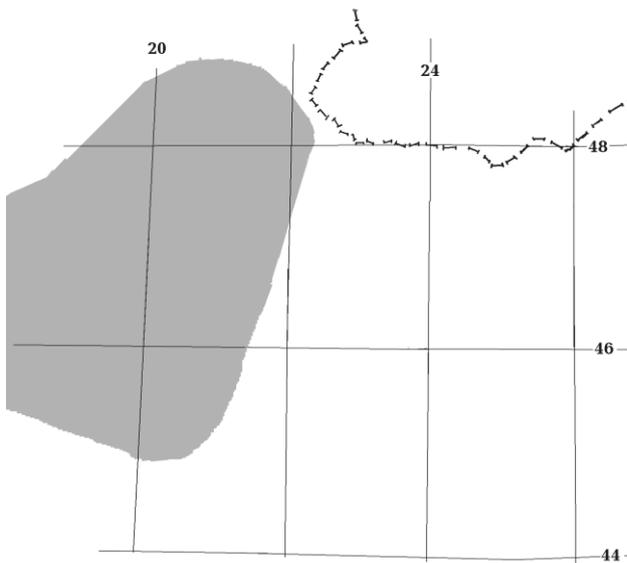


Рис. 4.13. Расположение объекта, вызывающего азимутальные аномалии в недрах Карпатского региона.

О принадлежности Закарпатского прогиба к аномальному объекту можно судить по данным сейсмостанций Львов, Ужгород и Косов (рис. 4.14). Ограниченное количество землетрясений,

использованных в работе [Нестеров, 1987], привело к образованию во всех случаях секторов, где информация об аномальности азимутов прихода волн отсутствует (на рис. 4.14 они отмечены знаком «?»).

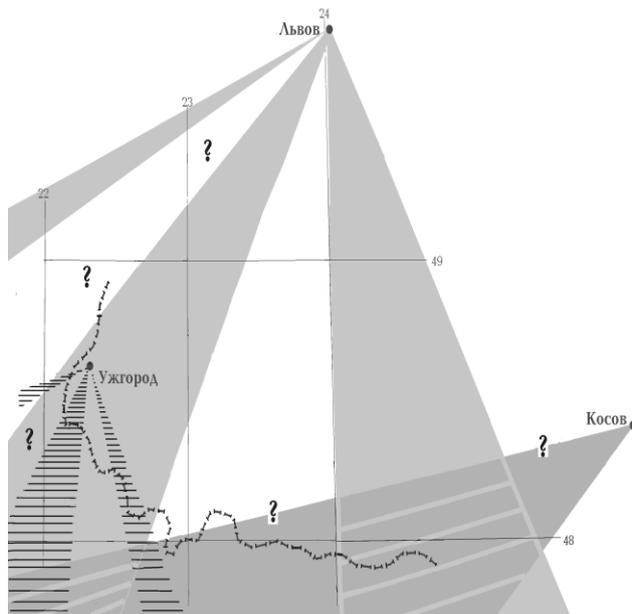


Рис. 4.14. Секторы с аномальными азимутами прихода волн землетрясений на сейсмостанции Львов, Ужгород и Косов [Нестеров, 1987].

В случае станций Львов и Ужгород это не имеет значения для нашей задачи: в обоих случаях «аномальные сектора» охватывают прогиб или его части. «Аномальный сектор» станции Косов пересекается с ужгородскими и львовскими южнее Закарпатского прогиба, но его северное ограничение неизвестно, поэтому можно считать, что имеющиеся данные не противоречат включению прогиба в пределы области, искажающей ход лучей. Однако, признание низов коры

и верхов верхней мантии Закарпатского прогиба объектом с аномальным поглощением само по себе не позволяет оценить степень отличия поглощения в нем от имеющегося в менее прогретой среде в том же интервале глубин.

Второй подход основан на изучении сотрясаемости (формы изосейст глубинных землетрясений) и сопоставлении ее с тепловыми моделями тектоносферы региона. Приведенные выше (см. гл. 3) тепловые модели позволяют установить, что во внутренней зоне Карпатского региона распространены районы, в которых глубинная астеносфера дополняется коровым слоем частичного плавления, причем часто слой в средней коре дополняется молодыми прерывистыми внедрениями в верхнюю кору. Логично предположить, что его ослабляющее влияние на сотрясаемость поверхности при землетрясениях будет значительней, чем мантийного. С другой стороны, эти районы должны характеризоваться наиболее высоким тепловым потоком. В этом смысле типичной представляется разница между зонами ЗК (и Паннонской) и СК. Она заметна не только в Украинских Карпатах, но и за их пределами и контролируется кроме аномалий ТП еще и молодым магматизмом, включающим верхнекоровую составляющую, явно ближе к поверхности, чем в первом случае. Такая ситуация характерна для части Паннонии и закарпатских прогибов Словакии, Украины и Румынии (Выгорлат-Гутинская и Келеман-Харгитская гряды). Последняя полоса (занимающая значительную часть Закарпатского прогиба) выделяется сравнительно узкой аномалией глубинного теплового потока на карте Восточной Европы [Гордиенко и др., 2006а]. Ее влияние на ослабление сотрясаемости поверхности волнами глубоких землетрясений зоны Вранча, проходящими через неглубокий слой частичного плавления в нижней части коры и верхних горизонтах мантии, должно быть максимальным. Ведь здесь вероятно большая степень плавления и пропитка флюидами, выделившимися при тепловой дегидратации значительных интервалов глубин в коре.

Взаимное расположение обширной астеносферной области, упомянутой полосы и очагов землетрясений Вранча разных лет (размеры последних, естественно, нельзя считать пренебрежимо малыми по сравнению с первыми) может быть различным и не исключено, что поведение изосейст при некоторых событиях дает возможность обнаружить затухание, связанное именно с полосой. Представляется, что для этой цели подходит землетрясение 1940 года – глубина очага 150 км (рис. 4.15). Если при других

землетрясениях (например, 1977 года – глубина очага 90 км) [Сейсмичность..., 1969, Соллогуб и др., 1987 и др.] видна преимущественно деформация изосейст, вызванная поглощением энергии в области распространения астеносферы внутренней зоны Карпато-Динаридского региона в целом, то в 1940 году расположение очага у южной оконечности магматической полосы приводит к яркому проявлению ее влияния на рисунок изосейст. На рис. 4.15 видно, что сокращение интенсивности сотрясений поверхности за счет поглощения в этом объекте (к северо-западу от очага) происходит в несколько раз быстрее, чем при его отсутствии (к северо-востоку и юго-западу от очага).

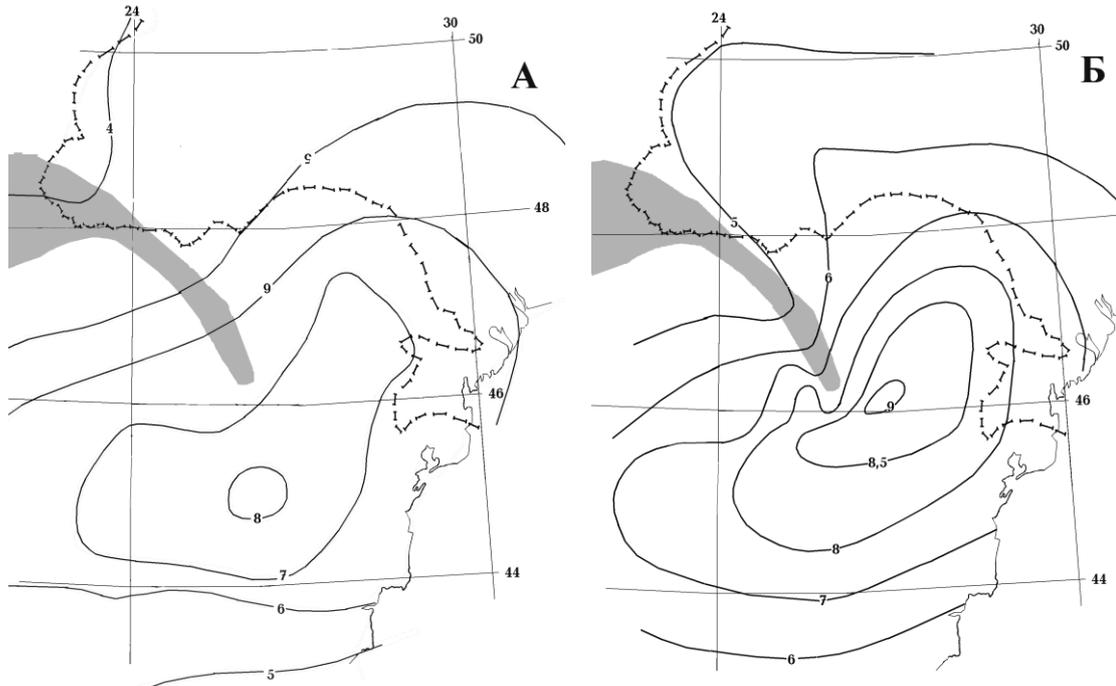


Рис. 4.15. Схема изосейст землетрясений 1977г (А) и 1940г (Б) Вранча. Серым цветом показано распространение наиболее высоких тепловых потоков в регионе.

Попытаемся количественно характеризовать затухание, на которое указывает форма изосейст. Нормальное сокращение сотрясаемости с расстоянием определяется известным эмпирическим выражением [Сафронов, 2005 и др.]: $I = 1,5M - 3,5lg(x^2 + h^2)^{0,5} + 3$, где I – бальность, M – магнитуда, x – расстояние от эпицентра, h – глубина очага, x и h – в км. Считая максимальную магнитуду над очагом ($x=0$) равной 9, определим M как 9 (что близко к результату использования другого подхода [Сейсмичность..., 1969]). Рассчитаем изменение I с расстоянием. Для различных направлений от эпицентра (отсчет градусов – по часовой стрелке от направления на север) определим фактические изменения I с расстоянием (рис. 4.16). Очевидно, что в направлении на юго-запад (240^0) сотрясаемость меняется практически в соответствии с расчетной. На рассмотренных расстояниях на пути волн здесь не встречаются участки с неглубокой астеносферой. Можно считать, что использованное выражение подходит для рассматриваемого региона и очага.

В направлении на северо-восток (30^0) спад сотрясаемости согласуется с расчетным до пересечения Бельцкой зоны современной активизации, в недрах которой комплексом геофизических методов диагностирована астеносферная линза. Она заметно увеличивает поглощение энергии (сокращение сотрясаемости с расстоянием). Похожий эффект создает Ренийская зона современной активизации, расположенная строго на восток от эпицентра (90^0). Близкая ситуация складывается в направлениях на юг (около 180^0) и юго-восток ($120-150^0$), где на сокращение I оказывают влияние астеносферы в недрах зон современной активизации южной части Мезийской плиты, Балкан и Черного моря.

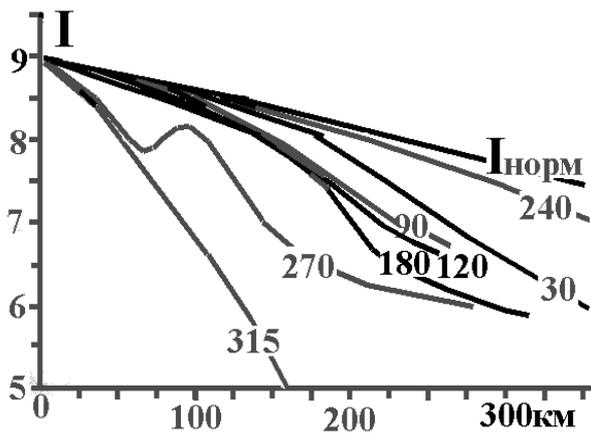


Рис. 4.16. Изменение I при удалении от эпицентра землетрясения зоны Вранча 1940г в различных направлениях (см. текст). Цифры на кривых – отклонение направления от северного, отсчитанное по часовой стрелке (в градусах).

Еще более существенное изменение сотрясаемости происходит (рис. 4.16) к северо-западу (примерно $270-290^{\circ}$) от эпицентра, в направлении астеносферной области Паннонии. Создаваемый ею эффект поглощения энергии намного больше, чем в случае относительно небольших линз Бельцкой и Ренийской зон. Максимальное сокращение I с расстоянием наблюдается в пределах магматической полосы, протягивающейся в Закарпатский прогиб (рис. 4.15 и 4.16), направление – $300-315^{\circ}$. В целом влияние на затухание волн обоих последних объектов очень значительно, характеризующий его параметр Z ($Z = (x_{i=1} - x_i) / \lg((x_{i=1} + h)(x_i + h))^{0.5}$ [Сейсмичность..., 1969]) превосходит рассчитанный для нормальных условий в 2-10 раз.

Имеет смысл рассмотреть и данные по карпатским и прикарпатским землетрясениям с меньшей глубиной очага и магнитудой с точки зрения возможности использования для них подобных оценок. Для землетрясения 1875г в Великих Мостах (Прикарпатье) [Сейсмичность..., 1969] с глубиной очага около 20 км и магнитудой 5,2 изосейсты в юго-восточном направлении демонстрируют затухание, полностью согласующееся с расчетным. Именно это направление на значительном расстоянии свободно от влияния заметных астенолинз. Следовательно, представления о нормальном затухании энергии сейсмических волн применимы и к таким малоглубинным событиям. Проявления сотрясаемости (бальность) в пунктах вокруг Береговского землетрясения 1965г [Сейсмичность..., 1969] с глубиной очага 5 км и магнитудой 3,7 приведены на рис. 4.17.

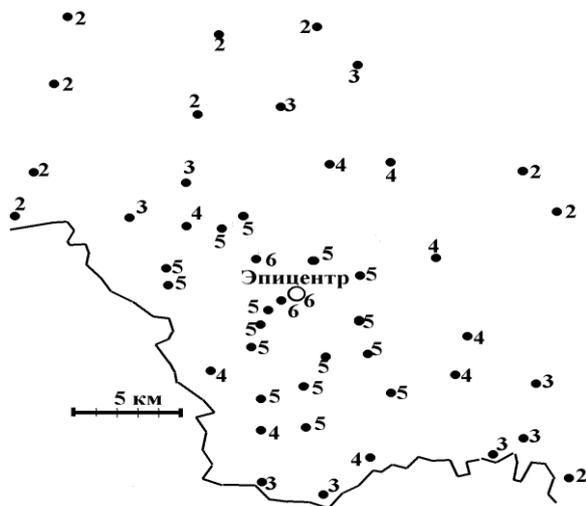


Рис. 4.17. Проявления (бальность) Береговского землетрясения 1965г.

Сравнение с нормальным сокращением бальности с расстоянием (рис. 4.18) обнаруживает, что без аномального поглощения энергии сейсмические колебания проходят только на несколько километров (примерно до 5-6 км). Затем на удалении 12-15 км

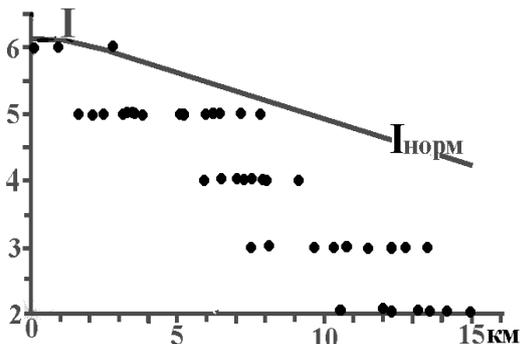


Рис. 4.18. Изменение I при удалении от эпицентра Береговского землетрясения 1965г.

бальность сокращается вдвое по сравнению с расчетной. Очевидно, что поглощение энергии происходит в неглубоком коровом объекте. Вероятнее всего, в таком месте энергия сотрясений преобразуется в тепловую. Оценка

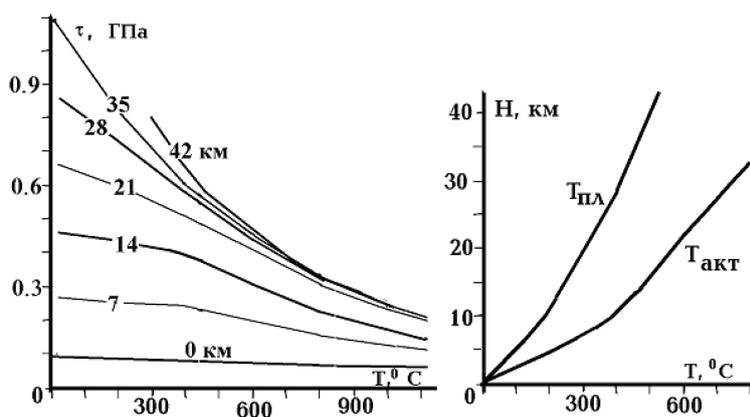
показывает, что мощность подобного источника тепла ничтожна по сравнению с питающими реальный тепловой поток Земли даже в наиболее сейсмичных районах Карпат.

4.4. Энергоемкость пород верхней коры

Этот параметр характеризует возможность среды накапливать и удерживать упругую энергию, которая может потом быть проявлена в землетрясениях. С использованием известных физических свойств он определяется как $w = \tau^2/2G = \tau^2/2\sigma V_s^2$, где τ - мгновенная прочность на сдвиг, G - модуль сдвига, σ - плотность [Крылов и др., 1996].

Прочность на сдвиг зависит от глубины в земной коре, т.е. от состава, давления и температуры. Состав в настоящее время можно учесть лишь приблизительно, но для глубин реальных землетрясений региона пригодны именно имеющиеся данные, так как они в основном характеризуют кристаллические породы верхней части коры. К ним в реальной ситуации могут добавиться первично-осадочные образования на довольно высоком уровне катагенеза, которые практически не отличаются от кристаллических пород.

Энергоемкость нужно рассчитывать для районов современной активизации, где, собственно, и происходят землетрясения. Тут температуры недр максимальны или почти



максимальны для данной глубины, а их вариации далеко превышают характерные для не активизированных районов.

Рис. 4.19. Зависимость прочности на сдвиг от температуры и давления (глубины) [Крылов и др., 1996 и др.] и распределение T в коре платформы и зоны активизации [Гордиенко и др., 2005, 2006 и др.].

Данных о глубинах гипоцентров землетрясений на территории Украинских Карпат не много. Все они относятся к интервалу 0-12 км (здесь и далее не используются сведения о глубине 33 км, это обозначение предполагает просто отнесение события к коре). На территории Венгрии (Паннонской впадины) большинство землетрясений отнесены к глубине 10 км [US..., 2010]. Это, конечно, неточная величина, но за неимением другой информации приходится ориентироваться на нее.

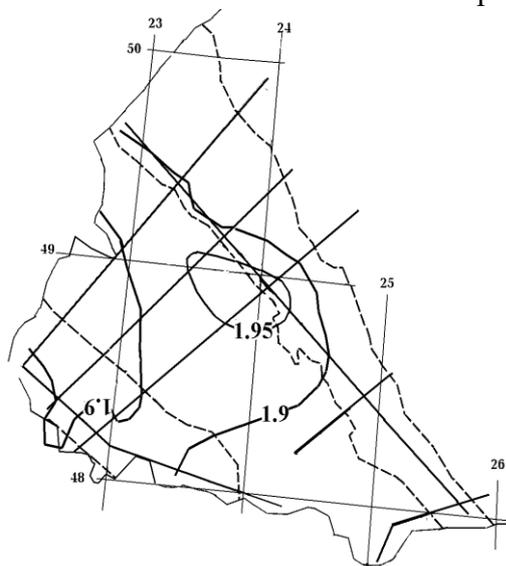


Рис. 4.20. Распределение параметра $\tau^2/2\sigma$ (в $10^6 \text{ г}\cdot\text{м}^3/\text{с}^4$) на глубине 10 км.

Величина τ на 10 км в активизированном регионе составляет 0,32 ГПа.

Значения плотности пород на этой глубине приведены на рис. 6.3. Представленные на нем вариации плотности региональные, поэтому не очень значительные – не более 0, 15 г/см³.

Используя эту информацию, можно определить промежуточный параметр $\tau^2/2\sigma$, соответствующие величины – на рис. 4.20.

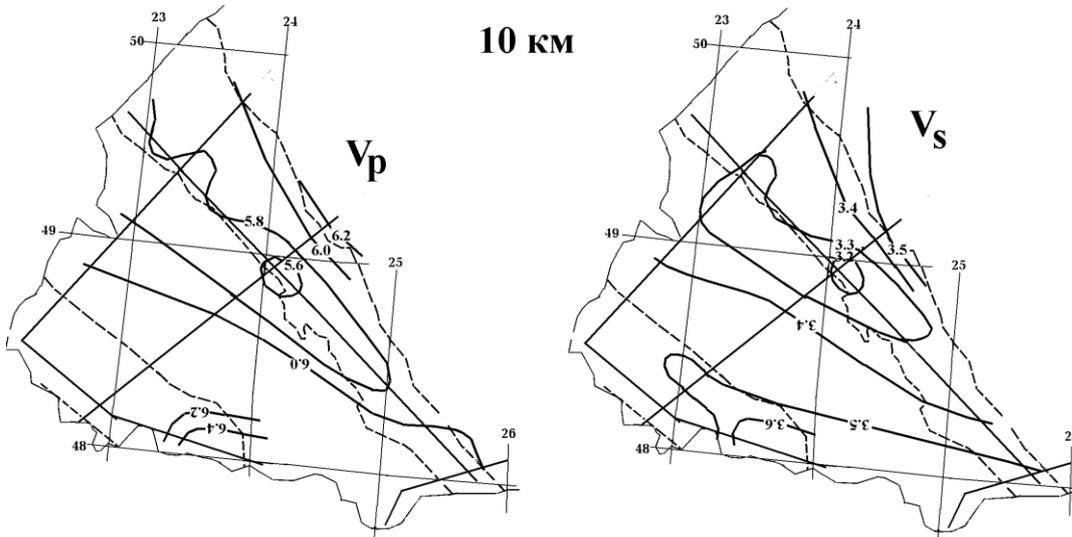


Рис. 4.21. Распределение скоростей продольных и поперечных сейсмических волн (в км/с) в Украинских Карпатах на глубине 10 км.

Распределение скорости поперечных сейсмических волн в регионе на глубине 10 км практически неизвестно. Его можно оценить по данным о скоростях продольных волн (рис. 4.1), используя отношение $V_p/V_s = 1,75$ [Сейсмичность..., 1969 и др.].

Результаты представлены на рис. 4.21. Величины в показаны на рис. 4.22.

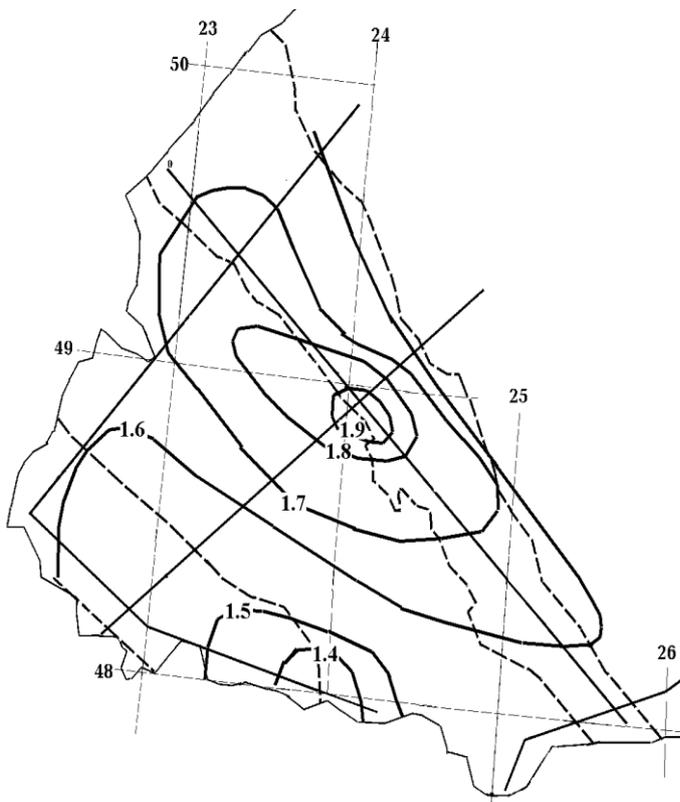


Рис. 4.22. Распределение энергемкости (в 10^6 Дж/м³) пород Украинских Карпат на глубине 10 км.

Установленные значения w можно сравнить с данными об энергии, выделяемой землетрясениями (и предварительно запасенной в объеме очага). По [Сафронов, 2005] можно наметить распределение энергетических классов и магнитуд для карпатских землетрясений. Они приведены на рис. 4.23 и демонстрируют довольно стабильные значения. Отклонения от средних величин K и M – менее полутора раз. Достаточно уверенно устанавливается типичная энергия одного землетрясения – около 10^9 Дж.

В местах максимальной концентрации практически синхронных землетрясений (произошедших за первые десятки лет, т.е. за время, много меньшее необходимого для накопления соответствующих напряжений) в Закарпатском прогибе можно оценить площадь единичной зоны подготовки и объем очага [Дослідження..., 2005, Сафронов, 2005 и др.]. В пределе они могут приближаться к 5 км^2 и быть менее 10 км^3 . По

имеющимся представлениям полная энергия образования разлома (разрушения пород) превышает возникающую при этом сейсмическую в 10-100 раз [Яновская, 2006 и др.]. Но и это дополнение не приближает к величине, отвечающей энергоемкости. Соответствие обнаруживается только при рассмотрении данных о детально изученных сильных землетрясениях [Аки, 1975, Яновская, 2006 и др.]. Объем области подготовки события с энергетическим классом 9 оказывается на 2 порядка меньше, но реальное приближение выделенного количества энергии к запасенной получаем только при сравнении последней с сейсмическим моментом и снимаемым напряжением.

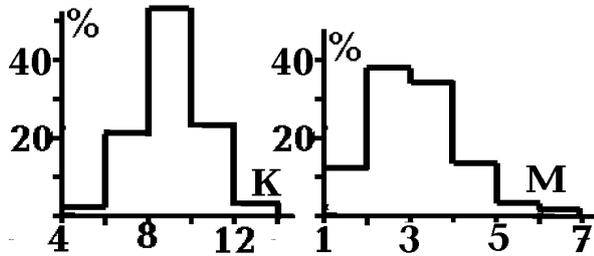


Рис. 4.23. Гистограммы распределений энергетических классов (K) и магнитуд (M) карпатских землетрясений.

Конечно, достигнутое примерное (по порядку) соответствие нельзя рассматривать как окончательно решающее задачу. Речь идет скорее о формулировании направления исследований механизмов генерации сейсмических процессов.

В целом анализ сейсмических данных в Карпатском регионе позволил установить ряд важных особенностей коры и верхней мантии, часть из которых давно привлекает внимание исследователей. Речь, прежде всего, идет о существенных вариациях скоростного разреза и мощности земной коры. Использование геотермической информации позволило уточнить эти положения, более конкретно характеризовать степень базификации коры активной части региона и несколько пересмотреть информацию об увеличенной мощности коры. На части территории обнаружены зоны пониженных скоростей в коре, отвечающие перегретым и частично расплавленным слоям или слоям флюидизации над ними.

В верхних нескольких десятках километров мантии выявлена обширная зона пониженных скоростей продольных сейсмических волн, обладающая (как и упомянутая выше коровая) свойством аномального поглощения сейсмической энергии, т.е., скорее всего, находящаяся в состоянии частичного плавления. Показана принципиальная возможность накопления в породах верхней коры энергии, необходимой для сейсмичности не только типичного, но и несколько повышенного энергетического класса. Некоторые дополнительные вопросы происхождения землетрясений и другие аспекты сейсмичности рассматриваются ниже, в главах 6 и 7.

Глава 5. Геоэлектрические модели тектоносферы

Общие положения методики геоэлектрических исследований, используемой авторами, изложены в [Гордиенко и др., 2005, 2006 и др.]. Остановимся здесь лишь на некоторых терминологических моментах. В зависимости от используемых компонент электромагнитного (в дальнейшем магнитотеллурического - МТ) поля зондирования подразделяются на магнитотеллурические (МТЗ) и магнитовариационные (МВЗ). МТЗ применяются горизонтальные электрические и магнитные компоненты поля, а МВЗ - только три магнитные компоненты. В работе используются результаты обоих способов зондирования. Для исследования Земли с одномерным распределением проводимости достаточно наблюдений в одном пункте, при наличии неоднородностей проводимости схема наблюдений усложняется. Для обнаружения и изучения горизонтальных неоднородностей проводимости кроме МТЗ выполняется магнитовариационное профилирование (МВП).

Основными объектами изучения геоэлектрическими методами в Карпатском регионе являются известная Карпатская аномалия электропроводности (КраЭ) и трансрегиональная зона Тейссейре-Тронквиста (ТТЗ). Так как эти особенности глубинного строения захватывают и примыкающие к региону структуры, целесообразно рассматривать геоэлектрическое строение территории, в которую, кроме Карпат, входит зона западноевропейских палеозоид [Національний..., 2007], западная часть Восточно-Европейской платформы (Волыно-Подольская плита и западный край Украинского щита).

Геоэлектрические параметры территории определены: для земной коры с помощью одномерной инверсии кривых МТЗ в диапазоне периодов от 0.1-1 до 1000 с; для земной коры и верхней мантии – с помощью одномерной инверсии кривых МТЗ в диапазоне периодов от 1-20 до 10000 с, двумерного моделирования с использованием магнитовариационных параметров и МТЗ в диапазоне периодов 40-10800 с и квазитрехмерной инверсии магнитовариационных параметров в диапазоне периодов от 100 до 6400 с.

Магнитовариационные зондирования (МВЗ). Для зондирования используют спокойные солнечно-суточные Sq-вариации и Dst-вариации (мировые геомагнитные бури). Ближайшим пунктом, на котором имелась возможность провести МВЗ, является геомагнитная обсерватория Львов (ЛВВ). Экспериментальные результаты здесь были получены с использованием поля: Sq-вариаций [Olsen, 1998] для периодов 21600, 43200 с и 86400 с; Dst-вариаций в диапазоне периодов от 320000 до 44930000 с [Semenov, 1998].

Методы магнитотеллурических зондирований (МТЗ) и магнитовариационного профилирования (МВП) основаны на представлении внешнего источника МТ-поля как плоской волны, падающей на горизонтально-слоистую Землю. При более сложной структуре возникают искажающие эффекты. Индукционный эффект связан с перераспределением теллурических токов между вмещающей средой и аномалиями электропроводности, зависит от частоты и исчезает с увеличением периода регистрации. Проблема может быть решена (по крайней мере, частично) площадными наблюдениями и построением трехмерных моделей. Для источника поля в виде плоской волны вертикальная компонента равна нулю на поверхности, ее наличие и различий в горизонтальных компонентах на близлежащих пунктах может быть обусловлено индукцией в неоднородностях. Метод МВП и основан на поиске аномального поведения МТ-поля. Гальваническое искажение МТ-поля приводит к статическому смещению амплитудных кривых МТЗ, они нуждаются в нормализации, которая в настоящее время заключается в восстановлении нормального положения низкочастотных ветвей, совмещения с кривой R_0 , в данном случае - для обсерватории Киев.

Из существующих подходов к интерпретации МТЗ применялась методика,

основанная на анализе кривых в главных направлениях [Гордиенко и др., 2005], в которых основной импеданс во много раз превосходит дополнительный. При выборе главных направлений учитываются инварианты фазового тензора. В методе МВП применяются либо результаты обработки в одной точке, либо сравнение магнитных компонент по площади (на профиле). В данной работе магнитовариационные параметры (W_{zx} и W_{zy}) представлены в виде реальной C_u ($C_u = \text{Re } W_{zx} + \text{Re } W_{zy}$) и мнимой C_v ($C_v = \text{Im } W_{zx} + \text{Im } W_{zy}$) частей. C_u и C_v можно изобразить в виде индукционных стрелок (положительные значения азимута стрелки откладываются от направления на север по часовой стрелке). По соотношению векторов C_u и C_v можно сделать ряд важных выводов о геоэлектрическом строении в окрестностях пункта наблюдений. Над средней частью проводника, вытянутого вдоль оси x , модуль индукционной стрелки близок к нулю и имеет экстремумы слева и справа от проекции краев проводящего объекта на земную поверхность. Расстояние между экстремумами увеличивается с увеличением глубины проводника. Реальная часть вектора C меняет знак и имеет минимум слева и максимум справа относительно середины проводника. Согласно результатам двумерного моделирования известно, что максимум частотной характеристики индукционного вектора сдвигается в область тем больших периодов, чем больше интегральная проводимость всех проводящих объектов (параметр G , определяющий интегральную проводимость объекта, введен И.И. Рокитянским [Рокитянский, 1975], $G = \Sigma h \cdot L / \rho$, где h и L – мощность и ширина блока в м и ρ – удельное электрическое сопротивление (у.э.с.) пород блока в Ом·м), обуславливающего магнитовариационную аномалию.

5.1. Экспериментальные данные

К настоящему времени на территории Карпатского региона и прилегающих структур Западно-Европейской плиты (ЗЕП) и Восточно-Европейской (ВЕП) платформы выполнены многочисленные исследования различными электроразведочными методами. Наиболее полные данные, позволяющие судить о геоэлектрическом строении региона, дают методы, использующие исследования МТ-поля. За последние 25-30 лет здесь производственными геофизическими организациями Украины (под руководством А.И. Ингерова и В.И. Трегубенко) выполнены региональные наблюдения более чем в 60 пунктах [Ингерова и др., 1987, Трегубенко и др., 1989, 1994]. В последнее десятилетие результаты МТ-исследований получены ЗУГРЕ (Західно-Українська геофізична розвідувальна експедиція, ДГП “Укргеофізика) [Ладанівський та ін., 2005, 2006]. Большое количество наблюдений аналоговыми и цифровыми станциями проведено сотрудниками ИГФ НАНУ (с участием авторов) [Материалы ..., 1989; Бурахович и др., 1990, 1994, Логвинов и др., 2003, 2004, 2006, 2009, Logvinov et al., 2003] (рис. 5.1). Была изучена электропроводность осадочного чехла региона [Кравченко и др., 1989, Сапужак и др., 1990].

Регистрация МТ-поля производилась: производственными организациями - цифровыми электроразведочными станциями ЦЭС-2; ЗУГРЕ - современными цифровыми магнитотеллурическими станциями ЛЕМАД 404М [Berkman et al., 1997], а ИГФ НАНУ – аналоговой магнитоэлектрической станцией МЭВС (до 2000 г.) и цифровыми магнитотеллурическими станциями конструкции ИГФ ПАН [Jankowski et al., 1984] и GEOMAG-02 [Рахлін та ін., 2005]. Оси наблюдений в работах [Ингерова и др., 1987, Трегубенко и др., 1989, 1994] ориентировались в азимутах 30 и 120^0 , в остальных случаях - на север и восток.

Результаты МТЗ производственных организаций, полученные до 2000 г, опубликованы в виде кривых кажущегося сопротивления (ρ_k) и фаз импедансов в направлении измерительных линий в основном в диапазоне периодов от 0.1 до 900 с (эти результаты называются в дальнейшем региональными - РМТЗ). В [Трегубенко и др.,

1989, 1994] приведены карты C_u и C_v для двух периодов - 150 и 1000 с. Так как записи МТ-поля с помощью ЦЭС-2 велись на магнитную ленту, их невозможно использовать для переобработки с помощью современных программ.

Усилиями специалистов Чехии, Словакии, Польши, Венгрии и Украины в 2010 г создан Банк данных магнитовариационных параметров для Карпатского региона. В Банк вошли данные, полученные как с помощью аналоговой, так и цифровой аппаратуры. Для более полного представления глубинного строения нами были использованы данные из Банка на профиле PREPAN, который проходит вдоль польско-украинской границы.

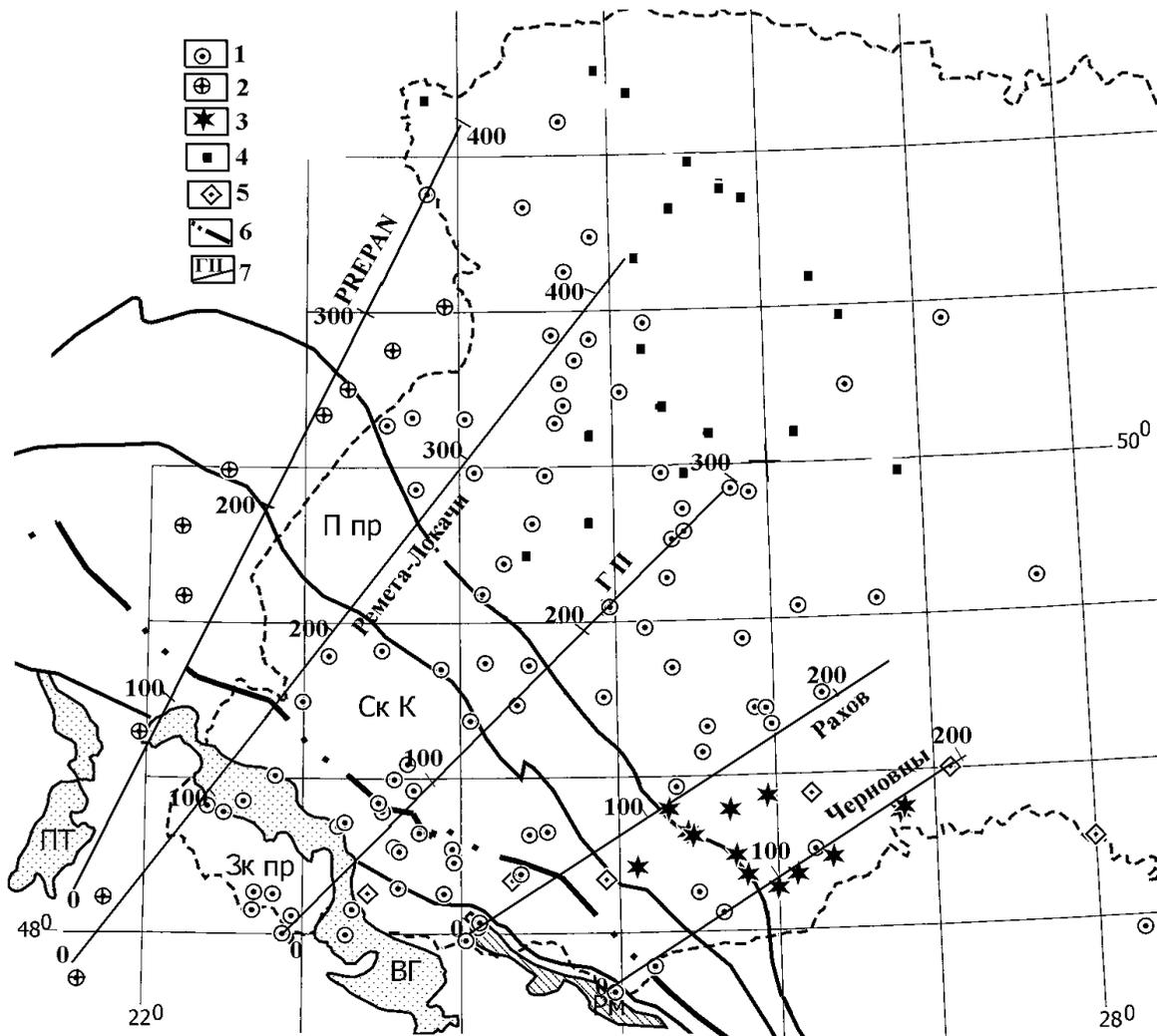


Рис.5.1. Расположение пунктов геоэлектрических наблюдений. 1 – ИГФ НАНУ, 2- профиль PREPAN [Adam et al., 1997, Janowski et al.,1985], 3 – ЗУГРЭ [Ладанівський та ін., 2005, 2006], 4 - [Трегубенко и др., 1989, 1994], 5 - [Ингеров и др., 1987]. 6 – Магурский надвиг, 7 – профили двумерного моделирования (см. ниже). Тектонические структуры: Ск К – Складчатые Карпаты, П пр – Предкарпатский прогиб, ПТ – Прешвинско-Токайские вулканические горы, ВГ – Выголат-Гутинская вулканическая зона, Рм – Раховский массив, Зк пр – Закарпатский прогиб.

Обычно в работах авторов используемых материалов РМТЗ приводится оценка точности построения кривых в пределах 10%. При проведении инверсии нами была взята погрешность индивидуальных значений равная: для кажущихся сопротивлений 30% (т.е. равная тройной ошибке определения параметра) и 5-10⁰ для фаз импедансов. Такая погрешность в большинстве случаев обеспечивает согласование фазовых кривых

МТЗ с данными МВЗ с точностью, которая позволяет предполагать, что определенные по одномерной инверсии D+ значения суммарной продольной проводимости (S) являются максимально возможными, а глубины соответствуют минимально возможным для кровель слоев. По инверсии ОССАМ определялись минимальные значения у.э.с. и вычислялись значения S.

В части пунктов наблюдений ИГФ НАНУ используемые магнитовариационные параметры были получены авторами путем оцифрования аналоговых осциллограмм и их дальнейшей обработки. Для этого осциллограммы были отсканированы с плотностью 100-300 dpi, позволившей уверенно оцифровать записи компонент МТ-поля с шагом 3,5-10 с. Минимальная длина реализаций на всех пунктах составляла не менее 72 часов.

Полученные авторами (и сотрудниками ЗУГРЕ) цифровые записи вариаций МТ-поля были обработаны по единой схеме с использованием различных методик - [Wieladek et al., 1977, Semenov, 1998; Egbert, 1997; Ладанівський та ін., 2003], что позволило существенно расширить частотный диапазон интерпретационных параметров по сравнению с РМТЗ и впервые дать количественную оценку погрешности полученных данных. Записи на пунктах профиля PREPAN были переобработаны [Логвинов, Ладанівський, 2009] по программе [Egbert, 1997] с использованием как алгоритма обработки в одном пункте, так и с использованием методики Гембла.

В результате такой обработки и использования современных методов анализа [Bahr, 1988; Chave et al., 1994, Eggers, 1982; Egbert et al., 1986 и др.] были определены главные направления матрицы импеданса и в этих направлениях построены кривые ГМТЗ (глубинные магнитотеллурические зондирования), используемые для дальнейшей интерпретации. Кривые ГМТЗ и магнитовариационные параметры определены в диапазоне периодов от 20-60 с до 6400-10800 с. Значения C_u и C_v определены с погрешностью: на пунктах с цифровой записью 0.02-0.04 и 3^0-5^0 , с аналоговой записью - 0.04-0.07 и 5^0-10^0 (соответственно для модулей и азимутов). Погрешность определения параметров кривых ГМТЗ в большинстве случаев не превышает 10 %.

5.2. Результаты моделирования

На территории Карпат ГМТЗ мало, пункты их проведения расположены крайне неравномерно, поэтому авторами в качестве первого шага выбрана методика одномерного моделирования для выяснения различий в строении низов земной коры и верхней мантии в Карпатском регионе и на окружающих территориях.

5.2.1. Одномерная (1 D) инверсия. Для этой цели использовались инверсия Паркера [Parker et al., 1981] (D+ алгоритм) и инверсия ОССАМ [Constable et al., 1987]. Первый метод основан на представлении разреза в виде слоев нулевой мощности, но конечной проводимости. Им может быть оценено значение S проводников, выделяемых в разрезе, причем для построения используется кривая кажущихся сопротивлений (ρ_k) во всем наблюдаемом диапазоне периодов одновременно. Второй метод заключается в подборе плавно изменяющихся по проводимости конечного числа слоев, аппроксимирующих экспериментальные данные. Инверсия ОССАМ больший вес придает значениям фаз импеданса и дает оценку у.э.с. проводящих образований.

Для инверсии использовались обобщенные кривые зондирования, полученные путем совмещения кривых ГМТЗ в отдельных пунктах с опорной кривой, в качестве которой для Карпатского региона использовалось МВЗ в обс. Львов, а для Восточно-Европейской платформы – обс. Киев. Важным критерием качества согласования ГМТЗ и МВЗ служило отличие параметров проводящего слоя в нижней мантии, получаемое при данных исследованиях и в [Semenov et al., 2008].

Наиболее полным обобщением данных о распределении ρ вещества нижней мантии на территории Европы и Азии по результатам магнитовариационного зондирования с использованием многолетних (3-20 и более лет) наблюдений магнитных компонент естественного электромагнитного поля Земли представляются работы [Semenov, 1998, 1999, 2006]. Эти данные, в общем, подтверждают существование на глубинах порядка 700 км кровли зоны пониженных ρ .

В рамках международного проекта SEMES (Central Europe Mantle Geoelectrical Structure) на 12 геомагнитных обсерваториях (и вблизи от них) Центральной и Восточной Европы были выполнены долговременные МТ наблюдения и получены кривые ГМТЗ в диапазоне периодов от десятков секунд до трех часов. Данные ГМТЗ были сочленены с данными МВЗ и обобщенные кривые зондирования проинтерпретированы с применением одномерной инверсии [Semenov et al., 2008]. Исследование результатов инверсии, полученных разными авторами и разными методиками показали, что при представлении геоэлектрических параметров разреза в виде распределения интегральной проводимости с глубиной резко уменьшается разногласие индивидуальных моделей.

Таблица 5.1. Средние значения суммарной продольной проводимости (в кСм) на различных глубинах нижней мантии по [Semenov et al., 2008] в пунктах МВЗ.

Н, км	Шробарово	Тихани	Бельск	Львов	Киев	Одесса	Минск
500	14,5	7,9	13	11,5	11	10,6	10,7
600	26	18	20	41	21	41	26
700	110	41	45	105	60	100	48
800	260	88	135	180	215	185	160
900	320	160	320	310	440	280	400
1000	490	300	510	510	505	440	700

В табл. 5.1 представлены осредненные значения суммарной продольной проводимости для обсерваторий, расположенных в Карпатском регионе (Шробарово - HRV - Словакия, Тихани - TNY - Венгрия, Львов - LVV - Украина) и прилегающей части ВЕП (Бельск - BEL- Польша, Киев - KIV и Одесса - ODE-Украина, Минск - MNK - Беларусь). Редкая сеть обсерваторий позволяет только наметить основные особенности площадного распространения проводящего слоя в нижней мантии. Из таблицы четко видно резкое возрастание величины S на глубинах более 500-700 км.

Учитывая значения S верхних 3-5 км изучаемой территории можно утверждать, что для исследования геоэлектрических параметров разреза на глубинах больших 30 км необходимы МТЗ с периодами не менее 1600-1800 с. Таких пунктов в регионе около 90. В результате проведенной 1D инверсии оказалось, что на ряде пунктов не выполняется амплитудно-фазовое соответствие, а на других поведение кривых для разных поляризации соответствует наличию резких горизонтальных неоднородностей в окрестностях (что характерно для самых северных пунктов). Данные по таким пунктам не участвовали в дальнейшем анализе.

Обобщенные результаты 1D инверсии в оставшихся пунктах приведены на рис. 5.2. На рис. 5.2А – для кривых МТЗ в диапазоне 1600-2500 с и больше, что позволяет оценивать геоэлектрические параметры до глубин порядка 60-70 км. На рис. 5.2Б - для кривых МТЗ в диапазоне 3600 с и больше, глубинность – до 250-270 км. Во втором случае количество используемых пунктов почти в полтора раза меньше, чем в первом.

При построении схем глубин проводящих слоев изолинии проводились только при оконтуривании 3 и более пунктов. При таком подходе, конечно, теряется информация для Карпат, т.к. большинство пунктов расположены вдоль одного профиля, а остальные

находятся на расстоянии более 60 км от них. Отметим, что вдоль геотраверса II и в западной части Украинских Карпат выделяются проводники на глубинах от 50 до 114 км (с S от 260 до 460 См). Они встречены в 6 пунктах на границе Складчатых Карпат и Закарпатского прогиба, во внутренней части Складчатых Карпат, у их границы с Предкарпатским прогибом.

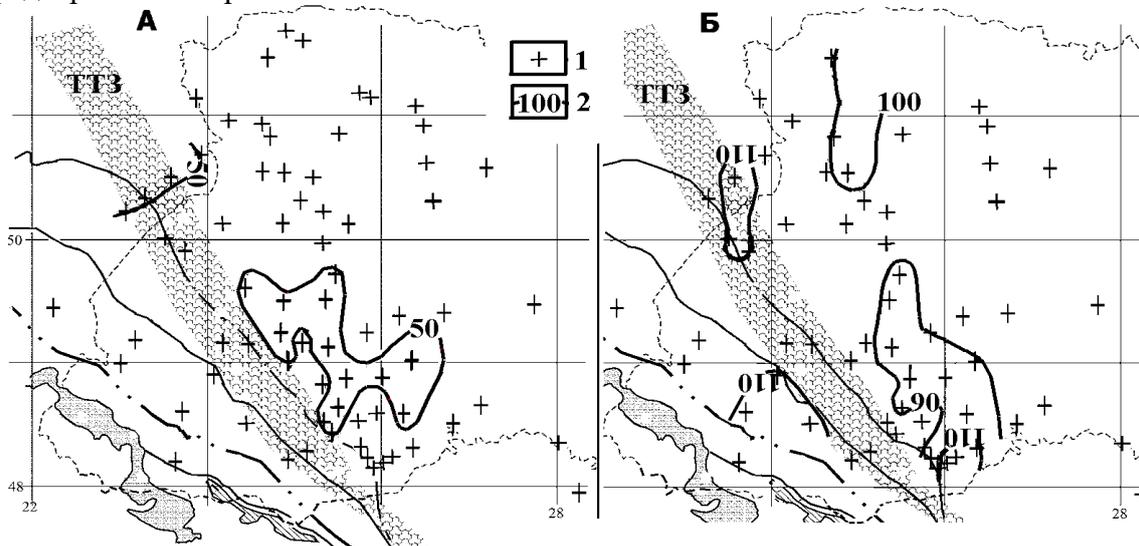


Рис.5.2. Результаты одномерного моделирования кривых ГМТЗ для глубин до 150 км.

1 – пункты наблюдений, 2 – изоуглубины кровли проводника. Остальные усл. обозначения см. на рис. 5.1.

Из проведенного одномерного моделирования видно, что на исследованной территории выделяется два района, где кровли проводящих объектов залегают на двух уровнях – в низах земной коры или в самых верхних горизонтах верхней мантии и в нескольких десятках км под разделом М. Наиболее уверенно выделяется район на юге Вольно-Подольской плиты, где на глубинах 40-50 км обнаружен объект с суммарной продольной проводимостью от 60 до 250 См. Учитывая, что мощность проводника составляет, в основном, 5-10 км, реально площадь слоя может быть несколько больше (особенно в сторону Предкарпатского прогиба), чем оконтуренная изолинией 50 км на рис. 5.2.А. Второй слой залегают на глубинах более 90 км, S изменяются от 200 до 600 См.

Второй район пространственно согласуется с Рава-Русской зоной ЗЕП. Верхний проводник - на глубинах менее 50 км, S от 70 до 200 См. Нижний - глубже 110 км, S превышают 450 См. Уверенному выделению этого объекта препятствуют высокий фон помех в Украине и Польше и большая (более 1000 См) S осадков.

Кроме указанных районов на глубинах около 100 км встречены объекты на севере ВВП (S от 380 до 540 См) и в центральной части Складчатых Карпат (S более 300 См).

Для глубин больше 150 км трудно сделать определенные выводы о наличии проводников из-за малого количества пунктов наблюдений. Поэтому была предпринята попытка охарактеризовать часть верхней мантии на основании анализа величины интегральной суммарной проводимости (ΣS).

На рис. 5.3 представлены такие распределения на глубинах 180, 230 и 280 км. Изолинии проведены вокруг минимум трех точек и оконтуривают территории, сопоставимые по размеру с глубиной объектов.

Общий вывод из полученного результата – в исследуемом диапазоне глубин не наблюдается резкого спада проводимости. Градиент ΣS остается практически постоянным для разных частей территории. Наименьшие значения ΣS на всех глубинах отмечаются на УЩ. Остальная территория условно может быть разбита на три области – Центральную (где значения ΣS сокращены), Северную и Южную. Первые две располагаются на территории ВЕП, а Южная – Карпат. Условность выделения областей связана не только с недостаточной изученностью региона, но и с включением в ΣS суммарной проводимости осадков и проводников в консолидированной коре и подкорковой мантии (рис.5.2). Например на ВПП для территории, которая практически совпадает с Северной областью, значения S_{oc} и суммарной продольной проводимости гранитного слоя ($S_{гп}$) в сумме составляют около 300 См [Логвинов и др., 2011]. Если учесть эти данные, то окажется, что вся толща пород ниже гранитного слоя имеет одинаковую ΣS для всей территории ВПП. Еще сложнее обстановка на территории Карпат, т.к. в Предкарпатском прогибе значения S_{oc} местами достигают 1000 См, а в гранитном слое в юго-восточной части известен проводник [Бурахович и др., 1994; Ладанивский, Ляшук, 2006; Логвинов и др., 2008].

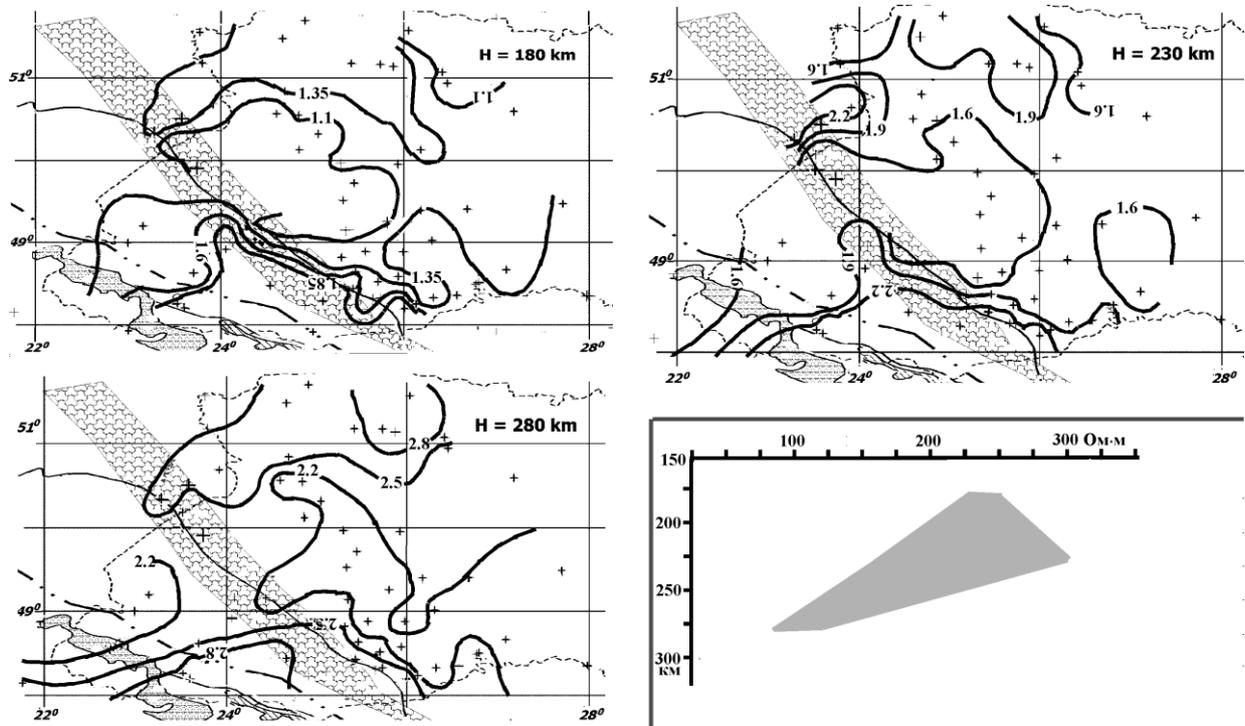


Рис. 5.3. Распределение интегральной суммарной проводимости (изолинии в кСм) по данным 1D инверсии в Карпатском регионе и на прилегающих территориях. На врезке – оценка диапазона вариаций у.э.с. пород мантии на глубинах 180-280 км, отвечающих тепловой модели тектоносферы (см. гл. 3). Усл. обозначения см. на рис. 5.1 и 5.2.

Если сравнить S интервала глубин 180-280 км с оценкой у.э.с. пород верхней мантии по тепловой модели региона (см. гл. 3 и врезку на рис. 5.3) то окажется, что они различаются в 1,5-2 раза (1 кСм и 0,45-0,65 кСм соответственно). Расчет ρ для таких глубин все еще остается операцией с использованием плохо известных параметров, поэтому трудно судить о значимости выявленного различия. Если оно все же значимо, то геоэлектрические данные могут указывать на большую вероятность «одноэтажной» адвекции на последних этапах развития Карпат, что не согласуется с принятой в гл. 2 моделью.

5.2.2. Двумерная (2D) инверсия. Основными геоэлектрическими структурами, определяющими поведение МТ-поля на всей исследуемой территории, являются заполненный проводящими осадками Предкарпатский передовой прогиб и хорошо известная коровая Карпатская аномалия электропроводности. Обе протягиваются практически параллельно с северо-запада на юго-восток под азимутом 120^0 . Это простирание не согласуется с простиранием изолиний S_{oc} для ВПП, что создает определенные трудности при двумерном моделировании вдоль профилей, пересекающих одновременно Карпаты и плиту.

В конце прошлого века с использованием данных РМТЗ и результатов ручной обработки данных МВП было выполнено двумерное моделирование (прямая задача) вдоль ряда профилей, которые частично выходили на территорию ВПП [Бурахович и др., 1990, 1994, Жданов и др., 1985, Рокитянский и др., 1999]. В результате впервые были выделены основные глубинные геоэлектрические неоднородности ВПП – Волынская [Бурахович и др., 1990] и Черновицкая [Бурахович и др., 1994] аномалии электропроводности.

В Украине с начала XXI в. (с конца прошлого века в Польше) начался качественно новый период в применении 2D моделировании. Появились результаты цифровой обработки данных МТ-исследований (позволяющие оценить точность интерпретационных параметров) в широком диапазоне периодов от 1-20 с до 10000 с и моделирование стало выполняться с применением решений обратной задачи [Логвинов и др., 2003, 2006, 2009, Ладанівський та ін., 2005, 2006, 2008, Adam et al, 1997; Ernst et al., 1998]. Использовались две программы двумерного моделирования (обратная задача) – на основе алгоритма REBOCC [Siripunvaratorn et al., 2000] и разработанной К. Новожиным в Институте геофизики Польской АН (в дальнейшем называемая ИГФ ПАН). Важной особенностью последней является ее удобный графический интерфейс, созданный П.Ю. Пушкаревым (МГУ, Россия), позволяющий проводить интерпретацию МТ данных в интерактивном режиме [Новожиный и др., 2001]. Программа ИГФ ПАН разработана на основе строгого конечно-разностного алгоритма. Идеология другого метода (REBOCC), которая базируется на эффективном варианте инверсии ОССАМ, основана на высказывании Вильяма Оккама, жившего в XIV веке, «не следует умножать сущности сверх необходимого». Суть инверсии ОССАМ состоит в поиске максимально гладкой (минимально структурированной) модели, которая удовлетворяет экспериментальным данным и точности их определения.

При моделировании по программе ИГФ ПАН невязки модельных и экспериментальных значений считались удовлетворительными (т.е. в рамках тройной погрешности определения МТ параметров), если не превышали: для магнитных параметров 0.1, для фаз 10^0 , для у.э.с. 30%. При использовании REBOCC стремятся получить среднеквадратическую невязку по всем периодам и точкам между модельными и экспериментальными данными (rms), близкую к 1 (обычно rms порядка 2 считается удовлетворительной).

Для визуализации экспериментальных и модельных данных без применения предпроцессинга нами был разработан специальный комплекс программ. Комплекс включает программы, позволяющие совмещать модельные данные, полученные по разным программам, а также строить распределение геоэлектрических параметров как в одной плоскости, так и в трехмерном изображении. Вся представленная далее графика получена с применением указанного программного комплекса.

Методика моделирования. На большинстве пунктов профилей направление S_u в максимуме частотных характеристик магнитовариационных параметров близко к 30^0 . Учитывая это, на рассматриваемых профилях были взяты проекции S_u и S_v на линию профиля и кривые МТЗ в направлениях 120^0 и 30^0 (соответственно, продольные и поперечные по отношению к Карпатам).

Для исключения гальванического искажения МТ-поля амплитудные кривые МТЗ сдвигались по вертикали до совмещения с кривой ρ_k , соответствующей региональному геоэлектрическому строению района исследований.

Учет гальванического искажения для каждой из программ моделирования осуществлялся методически по-разному. Для ИГФПАН - с использованием одномерной инверсии, как это описано выше. Практически на всех пунктах ГМТЗ их фазовые кривые хорошо согласуются с фазой МВЗ. В то же время на большинстве пунктов отмечается влияние гальванического эффекта. Для дальнейшего двумерного моделирования были взяты нормированные значения ρ_k . В программе REVOOC гальванические искажения учитывались аналогичным образом автоматически.

При подборе моделей по программе ИГФ ПАН количество блоков не превышает произведения числа пунктов на число параметров; размеры частей модели с постоянным у.э.с. максимальны, как и значения у.э.с.. По оси x шаг моделирования составлял 3 км на участке профиля, где имелись экспериментальные данные C_u и C_v . По вертикали шаг моделирования составлял 100-200 м для верхних 2000 м, 400-800 м до глубины 12 км и 1-2 км до глубины 26 км. При подборе параметров учитывалось в первую очередь согласие модельных и экспериментальных данных в диапазоне периодов T_x , для которых условие двумерности модели выполняется наилучшим образом.

Спецификой методики моделирования в настоящей работе был учет априорной информации. К такой информации относятся: геометрические параметры распределения осадочных пород согласно геологическим разрезам [Геологические..., 1979] и сейсмическим данным [Яриш и др., 1966]; геоэлектрические параметры земной коры и верхней мантии по результатам одномерной инверсии обобщенных кривых зондирования (для Карпат на обсерватории Львов, для ВПП на ближайшей на ВЕП обсерватории Киев) [Semenov et al., 2008]. Все эти сведения были закреплены в обоих типах моделей и на их фоне искалось распределение геоэлектрических параметров.

Как было сказано выше, на многих кривых МТЗ не наблюдается амплитудно-фазового соответствия, что во многих случаях приводило авторов работ по моделированию к сомнению в использовании МТЗ и интерпретация проводилась лишь на основе типперов [Adam et al, 1997; Ernst et al., 1998; Логвинов и др., 2003]. В другой группе работ [Ладанівський та ін., 2005, 2006, 2008, Логвинов и др., 2006] использовались все интерпретационные параметры МТ поля и методически моделирование выполнялось в два этапа.

На первом проводился подбор моделей, максимально удовлетворяющих экспериментальные данные, в которых параметры верхней мантии были закреплены. Вначале подбирались модели, удовлетворяющие значениям типперов. Причем результаты взаимно контролировались использованием обеих программ. Процесс подбора заканчивался при условии согласия расчетных и наблюдаемых данных в максимальном диапазоне периодов при минимальном количестве объектов с аномально низкими значениями ρ . Глубины залегания подошвы осадков в моделях соответствовали данным в [Геологические карты..., 1979]. Затем проводилась инверсия с использованием типперов и фаз импедансов продольных и поперечных кривых МТЗ. Процесс заканчивался при минимальных невязках по типперам и согласии наблюдаемых и модельных данных для фаз импедансов в максимальном диапазоне периодов. При последующем шаге инверсии использовались типперы, амплитудные и фазовые кривые МТЗ.

На втором этапе закреплялись геоэлектрические параметры земной коры (т.е. до глубин порядка 40 км), полученные при предшествующем моделировании, и подбиралось распределение геоэлектрических параметров в интервале глубин от 40 до 100-200 км (максимальные глубины зависят от частотного диапазона интерпретационных параметров и длины профиля). Моделирование осуществлялось, как

и на первом этапе, пошагово. Процесс подбора заканчивался, когда невязки по всем интерпретационным параметрам были не больше, чем на первом шаге.

Результаты 2D моделирования. На рис. 5.1 показано размещение профилей, вдоль которых выполнено 2D моделирование с применением решения обратной задачи. Все профили пересекали известные геоэлектрические аномалии (как поверхностную - Предкарпатский прогиб, так и коровую - Карпатскую аномалию электропроводности), определяющие основные особенности параметров МТ-поля.

Ранее геоэлектрическая модель на профиле PREPAN была получена с использованием программы ИГФ ПАН только по типперам [Adam et al, 1997, Ernst et al., 2002] и с использованием одномерной инверсии в [Ernst et al., 1998]. В последние годы для профиля PREPAN [Логвинов и др., 2009] была выполнена переобработка материалов наблюдений, основное отличие которой от предыдущей заключалось в использовании (для повышения качества результатов) методики удаленной точки (remote reference), в качестве которой была взята обсерватория Бельск. В настоящей работе представлена модель, полученная по 2D инверсии по программе REBOOC (рис. 5.4) с использованием результатов последней обработки только по типперам и при совместном использовании типперов, продольных и поперечных кривых ρ_k и фаз импедансов (рис. 5.4, PREPAN А и Б). В первом случае количество пунктов наблюдений на профиле почти на треть больше и, что особенно важно, именно в зоне пересечения КраЭ. Отметим, что качество материалов МТЗ низкое, это отражается на погрешности результатов моделирования (rms модели по типперам в два раза меньше, чем в другом случае).

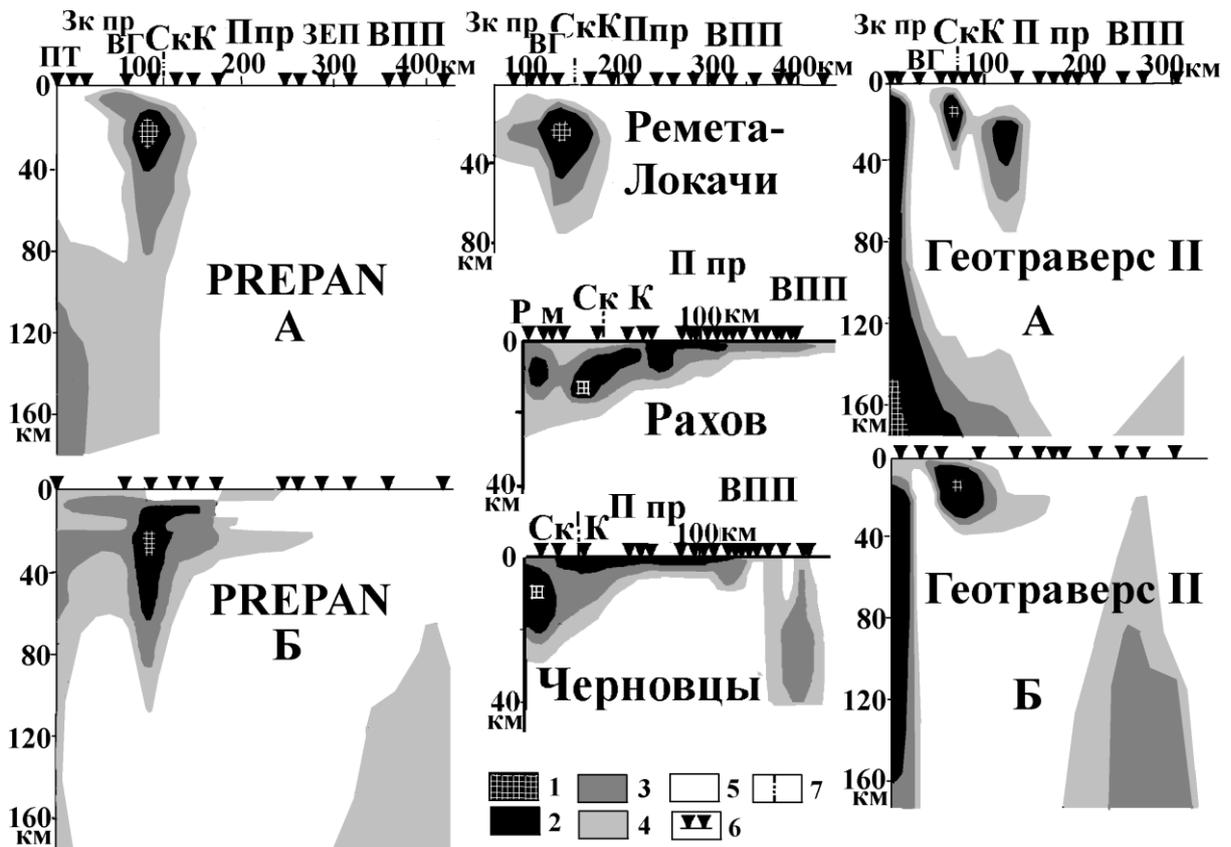


Рис. 5.4. Результаты 2D инверсии по программе REBOOC вдоль профилей PREPAN (А – по типперам, Б - типперам, продольным и поперечным кривым ρ_k и фазам импедансов), профилям Ремета-Локачи, Рахов, Черновцы и геотраверсу II (А – по типперам, Б - типперам, продольным и поперечным кривым ρ_k и фазам импедансов)

Величины у.э.с.: 1 – менее 1, 2 – 1-10, 3 – 10-40, 4 - 40-100, 5 - более 100 Ом·м, 6 – пункты наблюдений, 7 – Магурский надвиг. Остальные усл. обозначения см. на рис. 5.1.

В новой модели объект КрАЭ распространяется на большую глубину. При совпадении параметров собственно КрАЭ в модели по 6 интерпретационным параметрам ее источник как бы вкраплен в проводящий слой, расположенный в нижней части коры (в Закарпатье и части Складчатых Карпат охватывающий и верхние горизонты мантии) и протягивающийся от Паннонии до Рава-Русской зоны ЗЕП. Особенностью модели с использованием МТЗ является и выделение проводящего объекта в верхней мантии северо-восточнее Рава-Русской зоны.

На профиле Ремета-Локачи выполнена 2D инверсии по программе REVOOC (рис. 5.4) с использованием только типперов, т.к. количество глубинных МТЗ в зоне Карпатского региона ограничено и они распределены крайне неравномерно. Объект КрАЭ имеет несколько большую ширину, чем на профиле PREPAN. Подтверждается выделение проводящего слоя в низах земной коры и в верхних горизонтах мантии, протягивающегося от объекта КрАЭ в сторону Закарпатского прогиба.

Ранее геоэлектрическая модель вдоль геотраверса II была получена с использованием программы ИГФ ПАН только по типперам [Логвинов и др., 2003]. В последние годы в полосе профиля были получены кривые ГМТЗ и типперы [Логвинов и др., 2009] практически на всем протяжении профиля от Закарпатского прогиба до границы Украинского щита. В настоящей работе представлена модель, полученная из 2D инверсии по программе REVOOC с использованием только типперов и вместе - типперов, продольных и поперечных кривых ρ_k и фаз импедансов (рис. 5.4, Геотраверс II, А и Б).

Отличие полученных моделей с использованием разного количества интерпретационных параметров видно как для области КрАЭ, так и на северо-востоке геотраверса. По данным типперов объект КрАЭ разделяется на две части, одна из которых, как и на предыдущих профилях, пространственно тяготеет к Магурскому надвигу (он протягивается по зоне Кросно у ее границы с Дуклянской, южнее – у внутренней границы Скибовой зоны – рис. В.2), другая находится в Складчатых Карпатах (Скибовая зона) у Предкарпатского прогиба. Первая часть по размерам близка к объекту на профиле PREPAN, вторая занимает тот же объем, что и на предыдущем профиле. В модели по 6 интерпретационным параметрам объект КрАЭ не разделяется, но его наименее проводящая часть протягивается к Предкарпатскому прогибу.

В северо-восточной части геотраверса в модели по 6 интерпретационным параметрам выделяется проводящий объект в верхней мантии, пространственно перекрывающий северную часть Тернопольской аномалии ТП.

Геоэлектрическая модель на профиле Рахов (рис. 5.4) была получена с использованием обеих программ [Ладанівський та ін., 2005, Логвинов и др., 2006] только по типперам, т.к. кривые ГМТЗ имеются лишь в части профиля, начинающейся с Предкарпатского прогиба. Хорошо проводящие мезо-кайнозойские осадки Бильче-Волицкой зоны прогиба (пк105-120) прослеживаются приблизительно на 10 км в сторону ВПП, а подстилающие их отложения мезозоя и палеозоя имеют ρ в десятки Ом·м. Объект Черновицкой аномалии, наблюдаемый восточнее, на профиле не выделяется, что связано либо с его выклиниванием, либо профиль Рахов не доходит до него. По наиболее проводящим частям (менее 4 Ом·м) объект КрАЭ может быть разделен на два фрагмента (рис. 5.4). Отличие от предыдущих моделей заключается в меньшей глубине подошвы объекта КрАЭ и значительно меньшей величине G . Качество данных и общая длина профиля не позволяют исследовать геоэлектрические параметры на глубинах более 60-80 км.

На рис. 5.4 представлена модель вдоль профиля Черновцы, полученная в результате моделирования по обеим программам [Ладанівський та ін., 2006, 2008] по типперам и значениям сопротивлений и фаз импедансов продольных кривых МТЗ. К сожалению, данные наблюдений указывают на то, что объект КрАЭ не пересекается профилем. Поэтому его геоэлектрические параметры здесь определены наименее уверенно. На территории Предкарпатского прогиба (пк55-100) породы с у.э.с. менее 10 Ом·м (мезо-кайнозойские отложения) залегают до глубин 2.5-3 км на всем пересечении прогиба. При переходе к ВПП хорошо проводящие мезо-кайнозойские породы постепенно выклиниваются (судя по значениям у.э.с. - на расстоянии до 20 км от краевого разлома) и остаются мезозойские и палеозойские отложения с ρ в десятки Ом·м на всем протяжении до западного склона УЩ. На границе ВПП и УЩ в земной коре проявляется проводящий объект в интервале пк150-165 на глубинах 15-40 км. Пространственно он совпадает с выделенной ранее Черновицкой аномалией электропроводности [Бурахович и др., 1994].

Анализируя результаты моделирования, можно сделать следующие выводы.

Карпатская аномалия электропроводности, геоэлектрическая характеристика которой приведена в табл. 5.2, выделяется на всех профилях и явно приурочена к Магурскому надвигу, располагаясь основной частью со стороны Закарпатского прогиба. Геометрические параметры аномалии и ее интегральная проводимость приведены в границах распространения сопротивления пород меньше 10 Ом·м. Такой подход полностью оправдан, т.к. большие сопротивления дают менее 5% вклада в интегральную проводимость.

Таблица 5.2. Геоэлектрические параметры Карпатской аномалии электропроводности.

Профиль	Глубина кровли, км	Ширина, км	G, 10^8 См·м
PREPAN	10	30	3.9
Ремета-Локачи	11	50	3.3
Геотраверс П	8	42	2.9
Рахов I	5.5	26	1.03
II	1.8	16	0.61
Черновцы	4.8	48	1.06

Видно, что глубина кровли уменьшается на восток с 10 до 5 км. Горизонтальные размеры аномального объекта наименьшие на профиле PREPAN. Подошва объекта в границах распространения сопротивления пород меньше 10 Ом·м резко уменьшается на восток начиная с геотраверса П от 60-50 км до 18-20 км. В том же направлении уменьшается и величина интегральной проводимости объекта КрАЭ.

Оценка параметров объекта не окончательна, т.к. они заметно меняются при использовании разных интерпретационных параметров. Дополнительные экспериментальные данные позволят более детально изучить возможную связь объекта КрАЭ с проводящими осадками Предкарпатского прогиба. Пока такая связь прослеживается на профилях PREPAN, Рахов и Черновцы.

В верхней мантии на профилях, где имеются кондиционные данные МТЗ (профили PREPAN и геотраверс П) выделяется два проводящих объекта. Один подходит со стороны Паннонского бассейна и не прослеживается далее границы Закарпатского прогиба со Складчатыми Карпатами. Другой располагается на территории ВПП в 60-80 км от северо-восточной границы Предкарпатского прогиба. Он протягивается вдоль края ТТЗ, обращенного к ВЕП. Глубина кровли на обоих профилях близка (около 90 км),

проводимость объекта на геотраверсе II выше. Результаты двумерного моделирования хорошо согласуются с одномерной инверсией.

5.2.3. Модель тонкого слоя. Изложенные ниже данные получены по программе, разработанной сотрудником ИГФ АН Чешской Республики С. Ковачиковой [Kovacicova, 2001], детальное описание которой приведено в [Гордиенко и др., 2005]. Работа выполнялась при поддержке Гранта GAAVCR A 300120703. Целью применения данной методики является: 1) выяснение пространственного положения проводящих структур, объясняющих поведение магнитовариационных параметров на территории ВПП; 2) сопоставление полученных результатов с данными моделирования другими методами.

Модель построена для всего Карпатского региона и прилегающих областей по данным на территориях Чехии, Словакии, Польши, Венгрии и Украины [Kovacicova et al., 2010]. Использована стартовая модель в виде однородного по проводимости (D) тонкого слоя, глубина согласно результатам 2D моделирования в различных частях Карпат - 10 км. Подбор распределения проводимости тонкого слоя показал, что наиболее подходящие значения D на его краях составляют 600 См. Поэтому мощность слоя принята 1 км, параметры вмещающей горизонтально-слоистой среды те же, что при двумерном моделировании. На основании данных наблюдений в пунктах были построены карты магнитовариационных параметров. Площадь исследований (950x480 км) разбита на квадраты рабочего планшета (10x10 км), выбранные с учетом расстояния между пунктами наблюдений и длины волны в слое в зависимости от используемого периода. Во всех случаях количество ячеек, окружающих рабочий планшет и имеющих постоянную проводимость D , равную 600 См, составляло около 25%. Расчеты были выполнены для периодов 1200, 1920 и 5760 с.

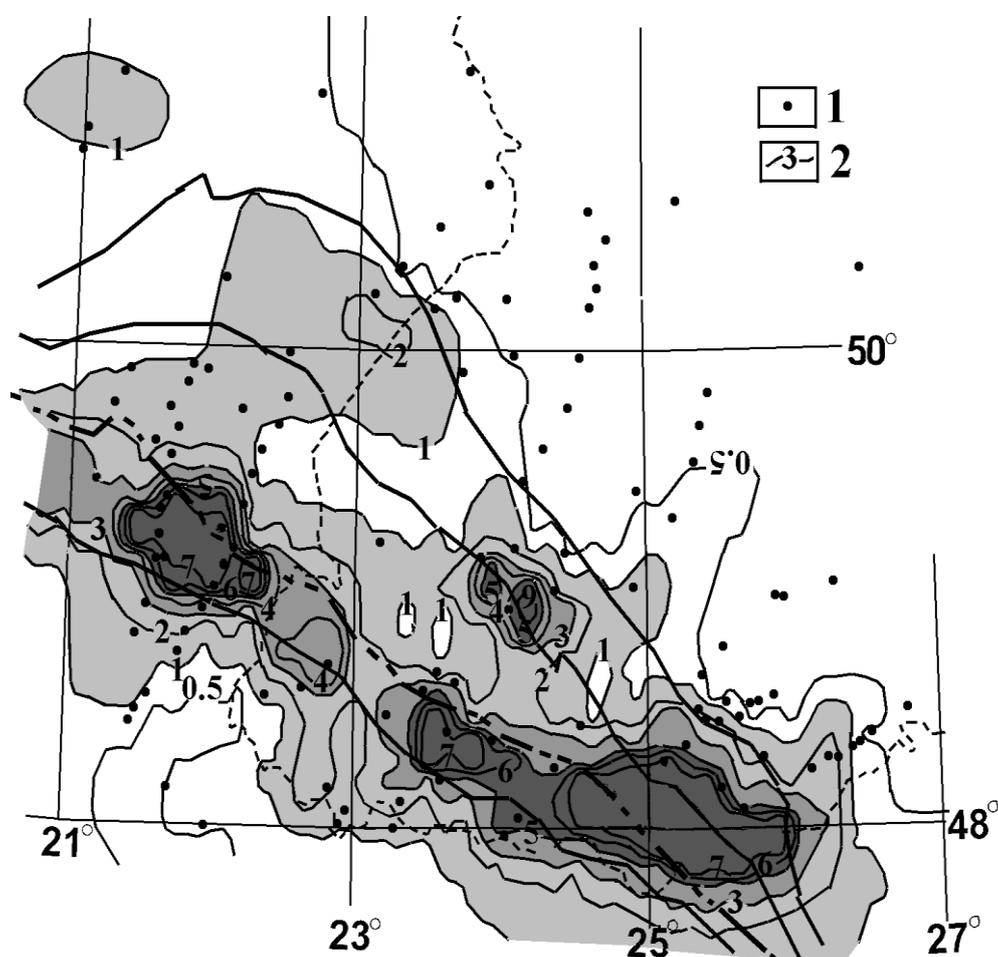


Рис. 5.5. Распределение проводимости (D) в Карпатском регионе и на прилегающей территории.

1 – пункты наблюдений, 2 – изолинии D в кСм.

На рис. 5.5 приведены результаты только для территории Украины и прилегающей части Польши для периода 1200 с, для которого уверенно выполняются методические требования программы. Основные закономерности сохраняются и для остальных периодов. Как видно из рис. 5.5, геоэлектрические параметры КрАЭ по данным этого моделирования хорошо согласуются с данными 2D моделирования. Наибольшее отличие - в юго-восточной части Карпат, что может быть обусловлено малым количеством магнитовариационных данных в Складчатых Карпатах и самыми большими значениями S осадков в этом районе Предкарпатского прогиба.

Модель тонкого слоя подтверждает наличие проводящего объекта на границе Складчатых Карпат и Предкарпатского прогиба, выделенного при двумерном моделировании вдоль геотраверса П. Полученные данные не противоречат и геоэлектрическим параметрам ВВП для глубин до 10 км (значения S здесь не превышают 200-300 См), которые были определены по МТЗ производственных организаций и ГМТЗ, проведенным авторами.

5.3. Природа аномалий электропроводности

Проведенный ранее анализ влияния различных проводящих элементов на у.э.с. горных пород [Гордиенко, 2001, Гордиенко и др., 2005, Логвинов и др., 2011 и др.] показал, что для возникновения крупных объектов повышенной электропроводности - проводящих тел линейным размером в десятки километров и больше - основное значение имеют поровые и трещинные воды и включения графита. В зонах современной активизации проводящие объекты могут быть обусловлены наличием расплава в средней части коры, в верхних горизонтах мантии и магматических флюидов, также понижающих ρ .

Связность включений воды достигается уже при ее содержании около 0,1%. Поэтому в широком диапазоне условий вода определяет у.э.с. породы в соответствии с эмпирической формулой $\rho = 1,5\rho_{20}(F)(1-0,087(T-20)^{0,39})/C$, где C - концентрация воды в породе, T - температура ($^{\circ}\text{C}$) в диапазоне примерно 20-400 $^{\circ}\text{C}$, $\rho_{20}(F)$ - у.э.с. воды при 20 $^{\circ}\text{C}$ в зависимости от концентрации солей, которое можно установить из выражения $\lg\rho = 0,8 - \lg F$, где F - концентрация солей (в г/л) в пересчете на NaCl.

Существенные различия между параметрами проводящих объектов в верхней мантии, полученных по результатам двумерного и одномерного моделирования и вариантами двумерных моделей позволяет только примерно оценить районы их распространения и величины S в пределах первых $n \cdot 100$ - $n \cdot 1000$ См. Глубины объектов не противоречат тепловой модели, петрологическим и термомагнитным данным об очагах молодого магматизма. Поэтому предварительно (до получения более точной и детальной информации о геоэлектрических моделях мантии региона) можно предположить, что появление проводников связано с перегревом и частичным плавлением мантийных пород. Степень плавления невелика – первые $n \cdot 0.1$ - $n \cdot 1$ %. При величине у.э.с. магмы около 0,7 Ом·м этого достаточно.

Для части проводящих объектов в земной коре (объекта Черновицкой и Яворовской аномалий, периферических частей КрАЭ) с относительно небольшими S [Гордиенко, 2001] можно предположить связь с зонами флюидизации, расположенными над слоями частичного плавления коровых пород. При обычных величинах у.э.с. таких флюидов в несколько 0,01 Ом·м для образования проводника с нужными параметрами достаточно содержания флюида в $n \cdot 0,1\%$. Это реальная концентрация: в коровой зоне

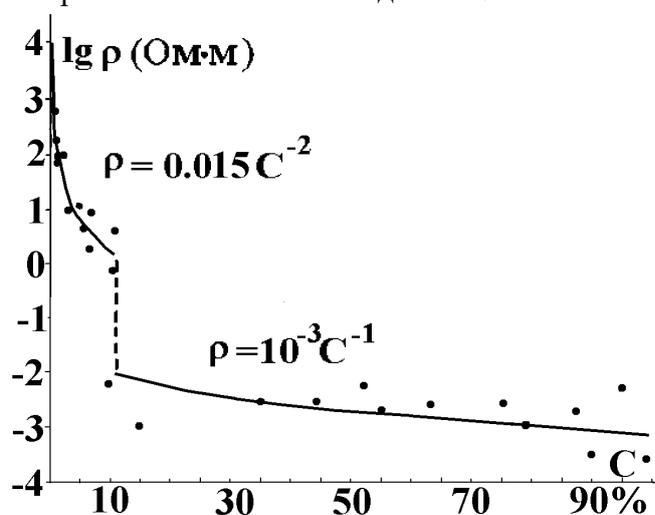
расплава мощностью несколько км образуется флюид с концентрацией в несколько процентов, который затем распределяется в слое пород на порядок большей мощности.

Подтверждением вероятности участия флюидов в формировании КрАЭ можно считать позднеплиоценовую зону гидротермальной ртутно-мышьяковой и кварцево-кальцито-битумной минерализации, изученная ширина которой составляет около 2-3 км. Она протягивается примерно на 80-90 км от польско-украинской границы вдоль Магурского надвига на юго-восток (далее к юго-востоку исследования не проводились). В формировании зоны принимали участие глубинные высокоминерализованные воды магматической природы. Полная ширина флюидизированного объекта может достигать 40-60 км (т.е. охватывать все зоны Складчатых Карпат кроме Скибовой), что неплохо согласуется с шириной аномалии электропроводности. Отмечена и ответвляющаяся полоса минерализации вдоль Вышково-Долинского разлома антикарпатского простирания с изученной шириной в первые километры, которая пространственно согласуется с показанным на рис. 5.5 северо-восточным «отростком» КрАЭ [Шумлянський та ін., 2008].

Для основной (наиболее интенсивной) части КрАЭ приведенных объяснений, скорее всего, недостаточно. Все построенные модели говорят о величине S в несколько кСм в небольшом (вероятно, мощностью порядка 10 км) интервале глубин верхней и средней коры. В некоторых случаях можно предположить распространение аномалии в нижнюю часть коры и даже в верхние горизонты мантии. Для объяснения такого проводника флюидизацией необходима концентрация жидкости на уровне не менее 1%, в верхней части коры – до 2%. Вероятно, это слишком большая величина, кроме того, имеющаяся тепловая модель (при всей ее ограниченности в Складчатых Карпатах) не выделяет специфического элемента частичного плавления (и, следовательно, флюидизации) на территории КрАЭ (за возможным исключением объекта почти не изученной аномалии ТП в северо-западной части региона – см. гл. 3).

По данным [Данилович, 1988, Минералы..., 1990 и др.] графитоподобное вещество встречается в породах доальпийского фундамента Украинских Карпат, в некоторых случаях концентрации его достигают многих процентов, образуя рудопроявления. Можно предположить, что оно развито не только на поверхности, но и распространено на значительную глубину.

Связь величины у.э.с. пород с содержанием графита неоднократно рассматривалась авторами в течение последних 10-12 лет. Экспериментальных данных, позволяющих



построить эту зависимость, немного, в настоящее время они дополнены результатами нескольких новых определений ρ именно для украинских и конкретно карпатских пород. Получившаяся зависимость представлена на рис. 5.6.

Рис. 5.6. Связь у.э.с. пород с концентрацией графита.

Видно, что распределение точек образует, скорее всего, два отдельных массива, разделенных зоной резкого изменения у.э.с., отвечающего

достижению порога перколяции при концентрации графита примерно 10%. В левой части ($\rho = 0,015C^{-2}$) уровень полной связности проводящих включений явно не достигнут, в левой ($\rho = 10^{-3}C^{-1}$) полученная зависимость заметно не отличается от

общепринятой для полносвязных включений. Лишь несколько повышен общий уровень у.э.с., который обусловлен наличием нескольких высоких значений ρ в диапазоне С 50-100%. Они в основном получены именно для пород фундамента Карпат. Высказываются предположения о недостаточной степени метаморфизма этих образований (неполной графитизации углистого вещества). Поэтому не исключена корректировка приводимой зависимости в будущем. Впрочем, она представляется неизбежной и просто из-за ограниченного количества использованных в настоящее время данных.

На УЩ содержания графита в породах графитоносных районов составляет около 0,5-1%, что отвечает у.э.с. среды в несколько сотен Ом·м, возможно – около 100 Ом·м. Предположив, что условия в части фундамента Карпат и Закарпатья близки к описанным, получим при упомянутой степени флюидизации без увеличения связности включений графита величину у.э.с. 10-20 Ом·м. Даже небольшое увеличение степени связности может понизить ρ в несколько раз. В пределе достигаются у.э.с. менее 1 Ом·м. Таким образом, перечисленные механизмы повышения электропроводности, представляющиеся в Карпатском регионе вполне вероятными по геолого-геофизическим данным, позволяют объяснить выявленные аномалии.

На большей части протяженности оси КраЭ вдоль Магурского надвига она отвечает внешнему (северо-восточному) краю области высоких величин ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ (рис. 1.12 и 5.5), что делает весьма вероятным наличие под ней мантийного этажа и может указывать на единство геологической природы объекта. Самая южная часть аномалии (вытянутая примерно вдоль 48⁰с.ш. - рис. 5.5), пересекающая внешнюю границу Складчатых Карпат и Предкарпатского прогиба, еще нуждается в анализе геологической приуроченности и природы. Хотя не представляет сомнений, что она связана с зонами современной активизации в прогибе и на Волыно-Подольской плите (см. гл. 3,6 и [Гордиенко и др., 2011]).

Отметим, что по природе и некоторым характеристикам аномального объекта КраЭ оказывается сопоставимой с Кировоградской аномалией электропроводности, пересекающей всю территорию Украинского щита, его склонов, Днепровско-Донецкую впадину, склон Воронежского массива и, вероятно, продолжающуюся за северной границей Украины. Для нее очевидно, что зона современной активизации, вызвавшей частичное плавление и флюидизацию пород коры, протягивается вдоль древней (докембрийской) графитоносной структуры, не согласующейся по простиранию с фанерозойскими образованиями. Для прослеженной к настоящему времени части Карпатской аномалии этого утверждать нельзя (за исключением южного фрагмента).

Подводя итоги проведенной оценке геоэлектрических параметров земной коры и верхней мантии Карпатского региона и прилегающей территории необходимо отметить, что полученные выводы существенно расширили и конкретизировали имевшиеся представления о существующих здесь аномалиях (в том числе – весьма интенсивных), но ни в коем случае не могут быть признаны окончательными. Они отражают современное состояние геоэлектрической изученности и соответствуют возможностям глубинных электромагнитных исследований при известном количестве интерпретационных параметров.

Глава 6. Плотностные модели тектоносферы

В работах [Гордиенко и др., 2005, 2006, 2011 и др.], посвященных глубинным процессам и физическим полям других регионов Украины, в аналогичном разделе рассматривались кроме плотностных и магнитные модели коры, отвечающие региональным аномалиям магнитного поля. В данном случае такие аномалии отсутствуют, что определенно вызвано сильным прогревом коры региона, приближением изотермы Кюри магнетита к поверхности. Это обстоятельство может быть одним из факторов увеличения погрешности расчета гравитационного эффекта коры Карпат, так как отсутствие магнитных аномалий не исключает наличия в коре интервалов глубин, обогащенных рудными минералами, для которых нельзя использовать стандартный вид пересчета скорости в плотность.

Ниже будут указаны и другие факторы, осложняющие расчет.

Цель плотностного моделирования в нашем случае определяется общей направленностью работы – изучением глубинных процессов в тектоносфере региона. Для альпийской геосинклинали, на территорию которой наложена современная активизация, мантийная гравитационная аномалия самым непосредственным образом отражает результаты этого процесса в виде эффектов плотностных возмущений разного знака, вызванных, в частности, изменениями температуры при перемещении вещества верхней мантии. Необходимо выявить аномалию и показать степень ее согласованности (с учетом погрешности определения наблюдаемого и расчетного полей) с последствиями применения принятой гипотезы глубинного процесса. Решение задачи включает такие этапы:

1. Построение плотностной модели коры региона.
 2. Расчет гравитационного эффекта коры и нормальной мантии, который учитывал бы кроме эффектов плотностных объектов региона и влияние на поле источников аномалий в соседних объемах тектоносферы.
 3. Построение разности между расчетными и наблюдаемыми значениями ускорения силы тяжести – Δg (реально – аномалиями Буге).
 4. Построение аномальной плотностной модели верхней мантии, учитывающей аномалии температур, агрегатного и фациального состояния пород по сравнению с образованиями верхней мантии платформы.
 5. Сравнение мантийных аномалий и оценку степени их согласованности.
- Ниже эти задачи решаются в перечисленной последовательности.

6.1. Плотностные модели коры

Перед построением моделей следует оценить экспериментальные данные о гравитационном поле региона. Как показал опыт исследований на Украинском щите, в Днепровско-Донецкой впадине, на склоне Воронежского массива и Вольно-Подольской плите [Гордиенко и др., 2005, 2006, 2011 и др.] карты гравитационного поля регионов вполне могут различаться значимым образом с точки зрения поставленных задач.

На рис. 6.1 представлен фрагмент карты Δg Украины из [Національний..., 2007]. Видна сравнительно простая конструкция гравитационного поля региона, в пределах которой доминирует отрицательная аномалия, достигающая в юго-западной части Предкарпатского прогиба -90 мГл. Это наиболее интенсивное понижение поля в Украине. Однако на карте, приведенной в [Гордиенко, 1999], составленной из нескольких опубликованных в то время фрагментов поля, аномалии еще интенсивней: в отдельных районах она превышает -100 мГл. С другой стороны, в работе [Атлас..., 2002] приведена карта поля Δg Украины, на которой Карпатский регион представлен аномалией, не превышающей -70 мГл. Недостатком последней карты можно считать явную сглаженность поля в Закарпатском прогибе и некоторых других районах региона. Поэтому предпочтение было отдано карте из [Національний..., 2007] как наиболее поздней по времени публикации

и демонстрирующей среднюю величину экстремума аномалии. Проведенное сравнение заставляет считаться с возможностью погрешности используемого ниже наблюдаемого гравитационного поля на уровне 10 мГл, что заметно выше оценок для других регионов. Приведенная величина сопоставима с результатами ошибки в выборе плотности промежуточного слоя при введении поправки Буге в регионе со значительными отметками рельефа. Хотя следует отметить, что минимум поля не совпадает с максимумом рельефа (рис. В.1 и 6.1).

Основная аномалия региона выглядит довольно выдержанной по простиранию, можно думать, что она связана с вполне определенным источником, хотя, как будет показано ниже, в тектоносфере Карпат представлена целая серия разнообразных гравитирующих объектов.

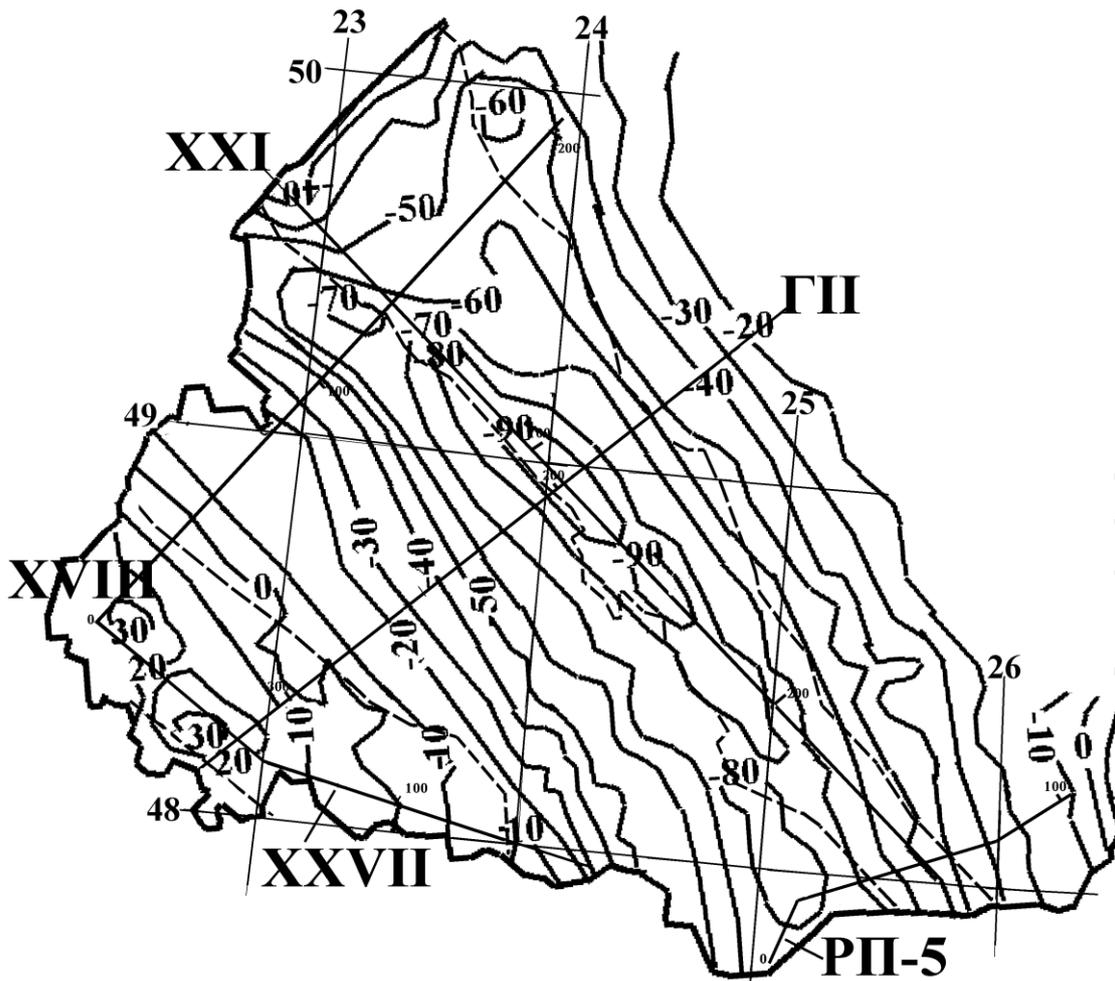


Рис. 6.1. Карта поля Δg Украинских Карпат. Изолинии в мГл.
Усл. обозначения см. на рис. В.3.

Возможно, что минимум поля примерно отвечает максимальной мощности земной коры (рис. 4.6). Но оценочные расчеты указывают на недостаточность такого источника. Если же учесть, что район максимальной глубины раздела М совпадает с наибольшей мощностью осадков пониженной плотности, то суперпозицией эффектов этих двух источников аномалию вполне можно объяснить.

Перейдем непосредственно к построению плотностных моделей земной коры. Как было показано в [Гордиенко и др., 2005] при выборе методики этой операции следует отдать предпочтение профильным моделям, расчетное поле которых (естественно,

построенных из трехмерных объектов, отражающих наличную информацию) значительно лучше согласуется с наблюдаемым полем, чем для объемных моделей, использующих данные по тем же профилям ГСЗ.

В верхней части разреза использованы сведения о плотности осадочных пород региона, на несколько больших глубинах значения плотности (σ) вычислялись по скоростям продольных сейсмических волн с применением специальных выражений, отражающих изменение обоих параметров с увеличением степени катагенетических изменений пород [Гордиенко, 1999]. Эти расчеты опирались на тепловые модели верхней части коры, приведенные в гл. 3.

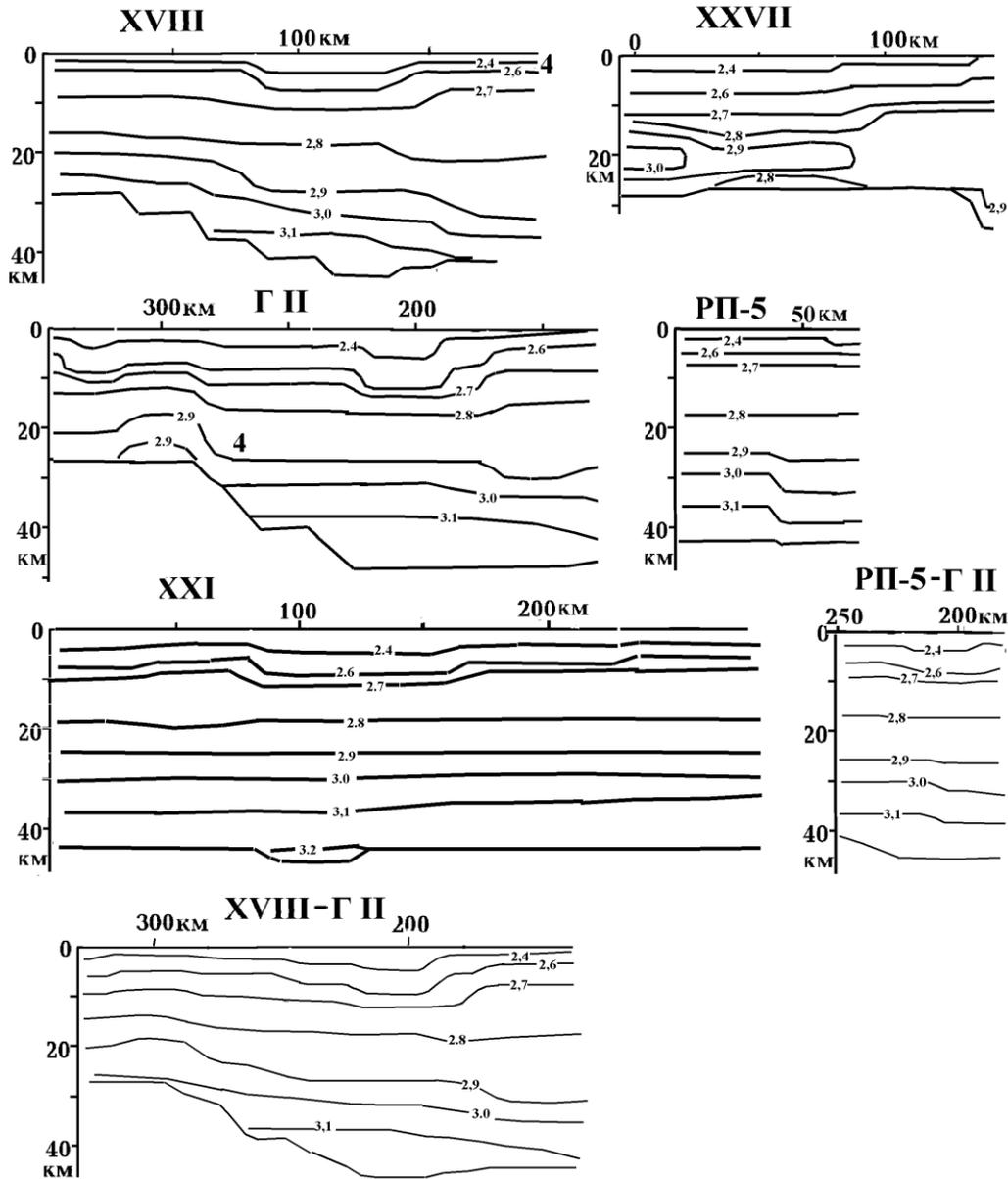


Рис. 6.2. Плотностные модели (изоденсы в $г/см^3$) земной коры Карпатского региона вдоль профилей ГСЗ.

В консолидированной коре расчет плотности выполнялся по формуле $\sigma = 2,69 + 0,27(V_p - 6)$ вплоть до скорости продольных сейсмических волн, равной 7,2 км/с (после пересчета к нормальным коровым температурам – см. гл. 4).

В регионе довольно широко распространен слой коро-мантийной смеси, в его пределах применялась формула пересчета скорости в плотность $\sigma = 3,015 + 0,28(V_p - 7)$.

Полученные результаты в виде разрезов вдоль профилей ГСЗ, приведенных на рис. 6.1, показаны на рис. 6.2.

Для полноты картины введены два поперечных по отношению к простиранию Карпат профиля: между геотраверсом II и профилями РП-5 и XVIII. Плотностные разрезы коры под ними были приняты средними между указанными профилями. Естественно, эта операция не дополняла имеющуюся информацию, но расчетные эффекты коры и нормальной мантии вдоль этих профилей можно сопоставить с наблюдаемым полем в соответствующих районах и проверить устойчивость выявляемой мантийной гравитационной аномалии.

На рис. 6.3 представлены карты-срезы плотностной модели коры региона, дополняющие информацию плотностных разрезов. Они построены путем интерполяции данных между профилями.

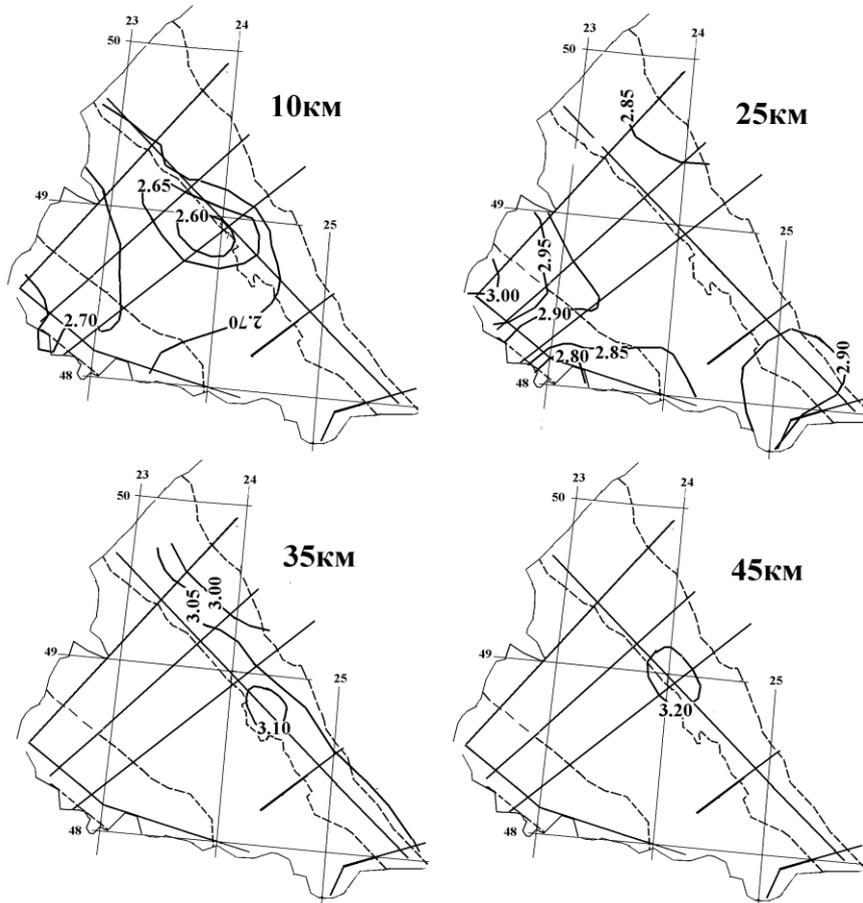


Рис. 6.3. Распределение плотностей коровых пород (изоденсы в $г/см^3$) на различных глубинах в Украинских Карпатах.

Неточности проведения изоденс на разрезах и картах-срезах оказываются довольно заметными, в точках пересечения профилей наблюдаются различия в первые $0,01 г/см^3$, что может привести к погрешностям расчета поля порядка 10-20 мГл. Данных слишком мало для достоверной оценки, с возможностью подобной ошибки необходимо считаться. Она оказывается сопоставимой с максимальными расхождениями между наблюдаемыми значениями Δg на разных картах. Объясняемые этими погрешностями расхождения наблюдаемого и расчетного полей могут достигать 20 мГл, что примерно вдвое больше, чем аналогичная величина, оцененная для условий платформенной части Украины [Гордиенко и др., 2005, 2006 и др.].

Построенные плотностные модели коры должны включать еще один элемент, который при упомянутой погрешности не имеет существенного значения. Ниже он все же учтен при расчете поля в виде небольшой составной части. Речь идет о поправках к плотности коровых пород, вносимых в вычисленные по скорости значения в условиях высоких температур. Положительная поправка к плотности составляет $0,0015 \text{ г/см}^3$ на каждые 100°C аномальной температуры, при появлении слоя частичного плавления в его пределах поправка к расчетной плотности возрастает на $0,013 \text{ г/см}^3$ на каждый процент расплава.

6.2. Расчет эффекта земной коры и нормальной мантии

Процедура вычислений неоднократно описывалась в работах авторов [Гордиенко и др., 2005, 2006 и др.], поэтому здесь не будем на ней останавливаться. Необходимо упомянуть лишь некоторые специфические особенности расчета для данного региона.

1. Учет влияния температуры отмечен выше, расчетный эффект составляет 0-12 мГл (максимальная величина - при наличии частичного плавления), которые необходимо добавить к полю в различных частях региона в зависимости от аномальных температур и наличия слоя частичного плавления в коре (см. рис. 4.4 и др.).

2. На окраине Волыно-Подольской плиты у Предкарпатского прогиба располагаются три зоны современной активизации. Аномальный гравитационный эффект перегретых пород их мантии проявляется частично и в пределах изучаемого региона. Необходимо понизить расчетное поле на величину, достигающую в некоторых районах прогиба 30 мГл.

3. Еще большее «боковое влияние» оказывает источник крупной магнитной аномалии, находящейся на Волыно-Подольской плите и во Львовском палеозойском прогибе. Уплотненные породы, содержащие рудные минералы, не проявляются заметно в

скоростных аномалиях. Поправку рационально вносить, привлекая результаты интерпретации региональных аномалий магнитного поля. Каждому 1 А/м аномальной намагниченности источника отвечает плотностная поправка $0,03 \text{ г/см}^3$, распространенная на значительный интервал глубин (около 25-30 км). Результаты расчета гравитационного эффекта приведены на рис. 6.4.

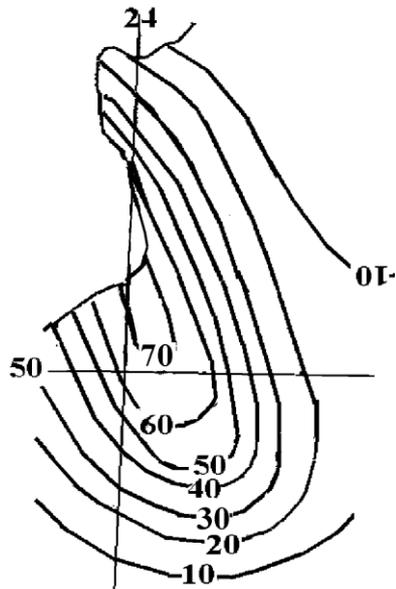


Рис. 6.4. Гравитационный эффект (изолинии в мГл) плотностной аномалии в недрах региональной магнитной аномалии на Волыно-Подольской плите и во Львовском палеозойском прогибе [Гордиенко и др., 2011].

В районах расположения профилей ГСЗ XVII, XXI и Г II в пределах собственно Карпатского региона рассматриваемая гравитационная аномалия достигает первых десятков мГл.

Приводимые ниже результаты расчета (рис. 6.5) показаны в виде величин аномалии Буге, которые, используя «норму», можно сопоставлять с наблюдаемым полем [Гордиенко, 1999].

Очевидно, что расчетный эффект коры и нормальной верхней мантии оказывается во всех случаях выше наблюдаемого поля, что указывает на отрицательную мантийную аномалию. Ее интенсивность быстро растет от Предкарпатского прогиба к Закарпатскому, где достигает максимальной величины – около 200 мГл. В настоящее время рассмотрены плотностные модели тектоносферы еще одной альпийской геосинклинали, охваченной современной активизацией. Это – восточная Камчатка [Гонтовая и др., 2009]. Естественно, океаническая часть модели не имеет аналога в Карпатском регионе. Но в срединной части полуострова влияние отличий океанической модели от континентальной

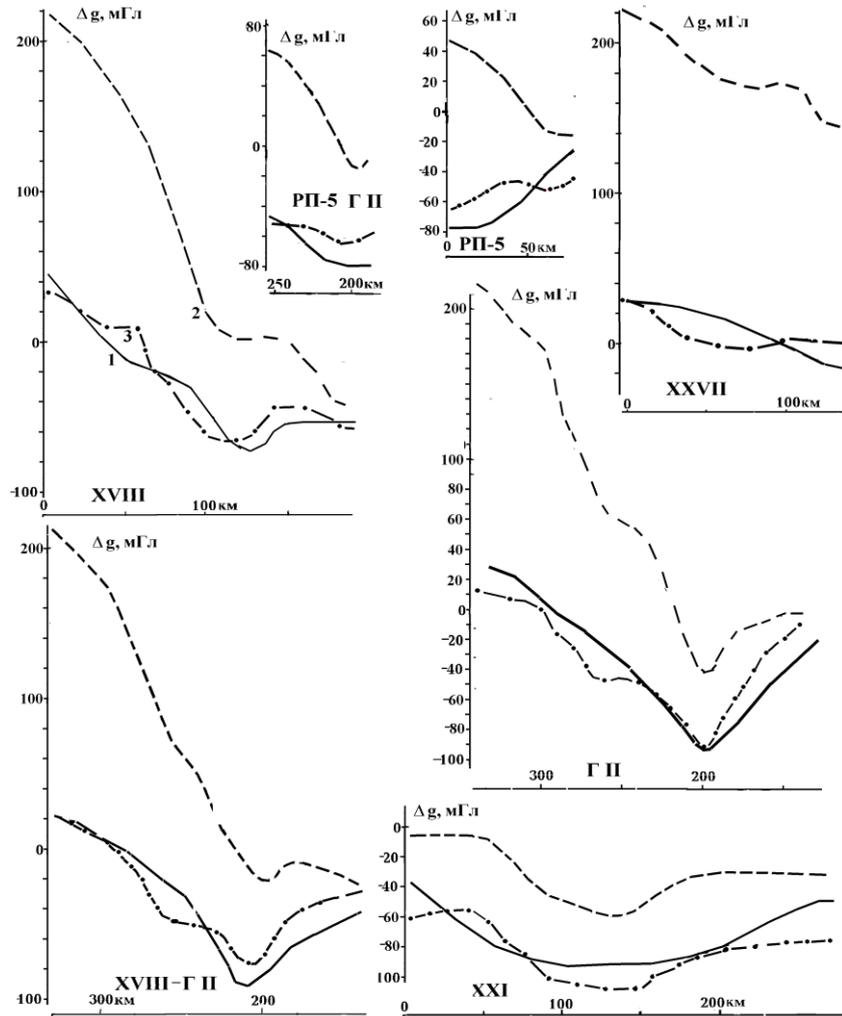


Рис. 6.5. Гравитационные эффекты вдоль профилей ГСЗ в Украинских Карпатах. 1 – наблюдаемое поле, 2,3 – расчетные поля (2 – для коры и нормальной верхней мантии, 3 – с учетом аномальной по плотности верхней мантии).

сказывается меньше и различия между наблюдаемым полем и расчетным эффектом коры и нормальной мантии практически точно совпадают с установленными во внутренней части Украинских Карпат. Т.е. ситуация с интенсивностью максимума мантийной аномалии представляется не исключительной. Следует отметить, что и мощность земной коры в сравниваемых районах сопоставима, близкой представляется и степень базификации коры.

6.3. Аномальная плотностная модель и гравитационный эффект верхней мантии

Отличия плотности пород в верхней мантии Карпат от нормальной (платформенной) в значительной мере определяются аномальными температурами – перегревом верхней части (от раздела М до примерно 200 км) и охлаждением ниже. Равновесия в аномальных плотностях этой природы не наблюдается (см. рис. 6.6). Причина не только в сравнительно малой интенсивности глубинных отрицательных аномалий (см. гл. 2, 3), но и в изменении коэффициента теплового расширения с глубиной (рис. 2.10).

Появление зоны частичного плавления в верхней половине верхней мантии считалось приводящим к разуплотнению в $0,003 \text{ г/см}^3$ на каждый процент жидкости.

Однако наиболее значительных аномалий плотности мантийных пород следует ожидать в интервалах глубин, где происходят полиморфные преобразования. В платформенных условиях переход к гранатовому лерцолиту осуществляется примерно на глубине 30 км (естественно, если кора имеет меньшую мощность, под более толстой корой

слой шпинелевого лерцолита под платформой отсутствует). В прогретой мантии геосинклинали подошва слоя шпинелевого лерцолита опускается на несколько десятков км. В условиях частичного плавления эффект такого преобразования неясен, но выше кровли астеносферы (на глубинах примерно до 45 км в Закарпатском прогибе) изменение при переходе от шпинелевого к гранатовому лерцолиту составляет 2,3% (около 0.075 г/см^3).

У подошвы верхней мантии за счет аномального охлаждения к концу геосинклинального цикла кровля слоя с преобразованным оливином поднимается примерно на 30 км. Этот переход сопровождается уплотнением на 8% ($0,286 \text{ г/см}^3$).

Распределение аномальной плотности пород мантии в Закарпатском прогибе показано на рис. 6.6.

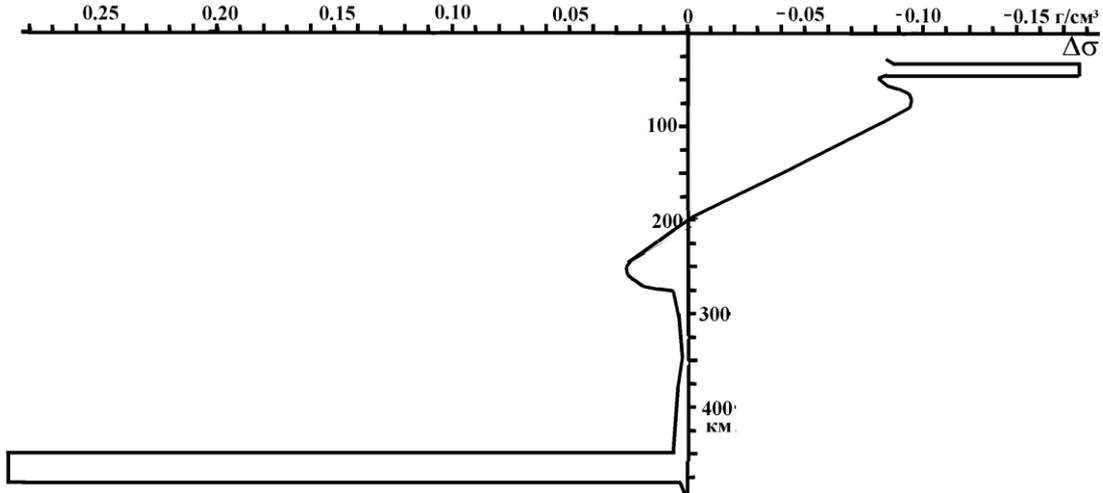


Рис. 6.6. Аномальные плотности пород мантии в Закарпатском прогибе.

В целом для рассматриваемого региона двумерная аномальная плотностная модель верхней мантии может быть представлена в довольно простом виде – рис. 6.7.

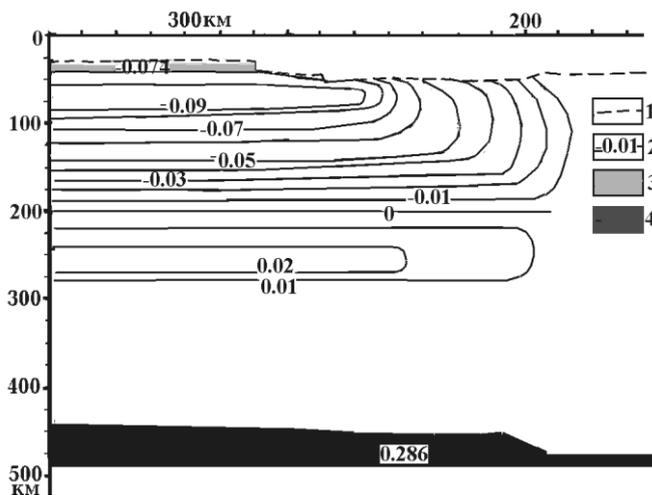


Рис. 6.7. Распределение аномальных плотностей пород верхней мантии в Украинских Карпатах.

1 – раздел М, 2 – изоденсы, 3 – зона перехода шпинелевого лерцолита в гранатовый, 4 – зона перехода оливина в минерал со структурой шпинели.

В Складчатых Карпатах и Предкарпатском прогибе плотностные аномалии пород мантии сокращаются.

Схема глубинного процесса и, соответственно, тепловая модель верхней мантии Украинских Карпат построена в одном варианте, для ее детализации по территории региона можно использовать лишь отрывочные данные, не обеспечивающие полноценного восстановления особенностей процесса. Поэтому расчетное распределение мантийной гравитационной аномалии в регионе представлено только одним вариантом, построенным вдоль геотраверса II.

Расчетный эффект определялся с учетом больших горизонтальных размеров плотностного мантийного возмущения, составлявших для части модели глубже 45 км около

880 км, для верхней части (в районе тонкой коры) примерно на 280 км меньше. От расчетного профиля ГП к северо-западу и юго-востоку края объектов также считались удаленными на разное расстояние – 300 и 100 км.

При вычислении гравитационного эффекта разуплотнения в мантии Вольно-Подольской плиты не рассматривались, т.к. нужные величины поправок уже внесены в расчетное поле коры и нормальной мантии региона (см. выше)

Результаты вычислений вдоль интерпретационных профилей представлены на рис. 6.5. Видно, что введение эффекта аномальной мантии дает возможность в значительной степени сблизить расчетные и наблюдаемые поля Δg .

В общем виде расчетную мантийную гравитационную аномалию Украинских Карпат представляет рис. 6.8. Она привязана к пикетам геотраверса II.

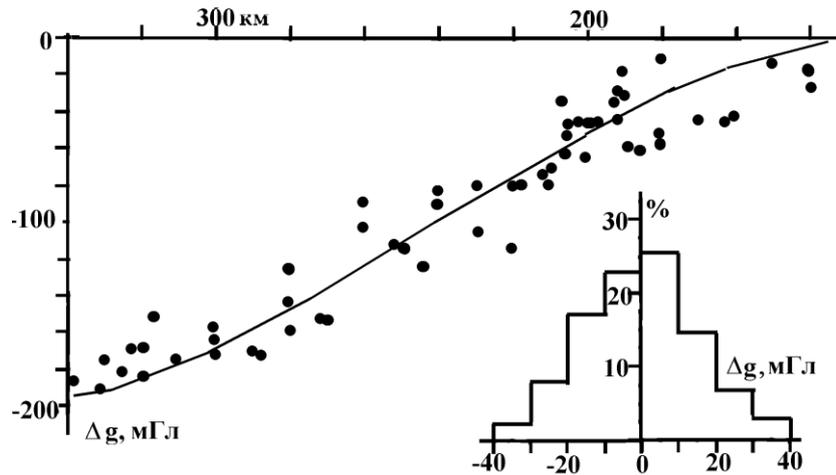


Рис. 6.8. Распределение мантийной гравитационной аномалии (в мГл) в Украинских Карпатах и гистограмма распределения различий расчетной и экспериментальной аномалий.

Линия – расчетная величина аномалии, точки – экспериментальные данные (разница между наблюдаемым полем и эффектом коры и нормальной мантии).

Изменение расчетной величины аномалии от периферии геосинклинали к ее центральной части довольно плавное, продолжение расчета в район Паннонского массива не ведет к существенному росту возмущения, в Предкарпатском прогибе оно сокращается до 50-20 мГл, т.е. приближается к величинам, характерным для зон современной активизации на платформе. Некоторой проблемой можно считать изменение знака аномалии северо-восточнее передового прогиба, на территории Вольно-Подольской плиты. В этой работе плита не рассматривается. Можно лишь отметить, что введение соответствующей поправки заметно улучшит согласование полей в этом регионе [Гордиенко и др., 2011].

6.4. Сравнение расчетной и экспериментальной мантийной гравитационной аномалии

Отличия расчетного поля от наблюдаемого достигают в некоторых пунктах нескольких десятков мГл (до 35-40 мГл – рис. 6.5), поэтому необходимо провести достаточно подробное количественное сравнение полей. На рис. 6.8 собраны все значения экспериментальной величины мантийной аномалии по всем рассмотренным профилям и отнесены к пикетам геотраверса II. Гистограмма различий расчетной и экспериментальных величин довольно симметрична и характеризуется среднеквадратическим отклонением

около 16 мГл. Это значение не превосходит предполагаемую по погрешностям наблюдаемого и расчетного полей Δg , т.е. согласование независимо (и без подбора) установленных аномалий можно считать удовлетворительным.

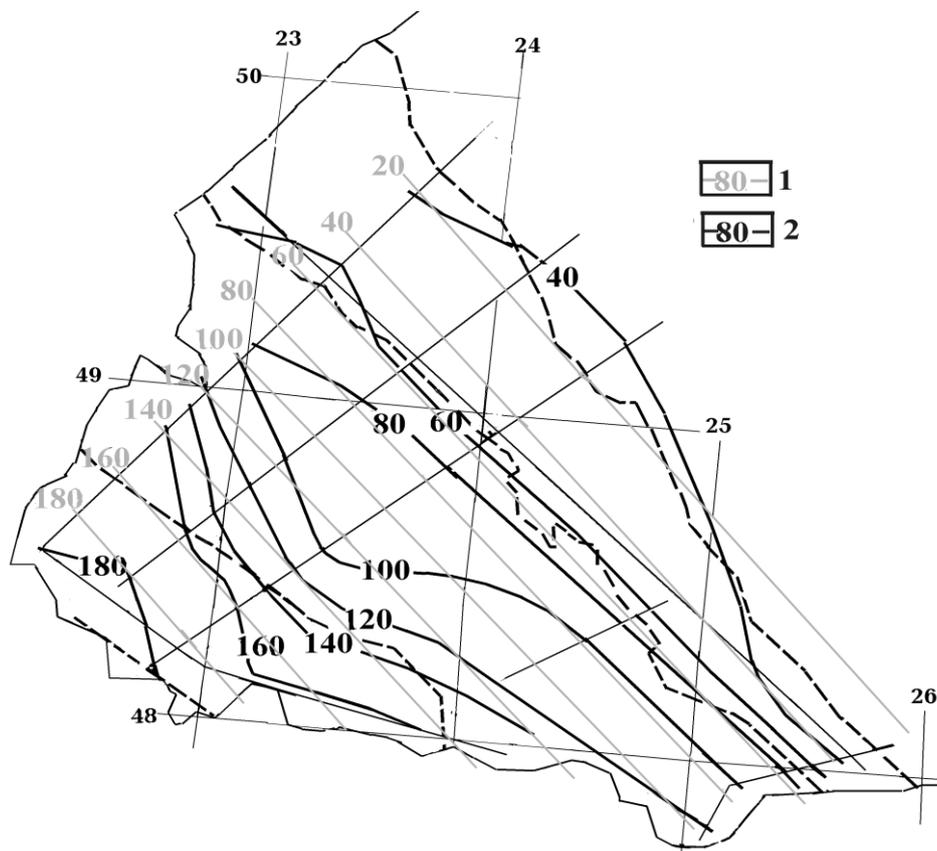


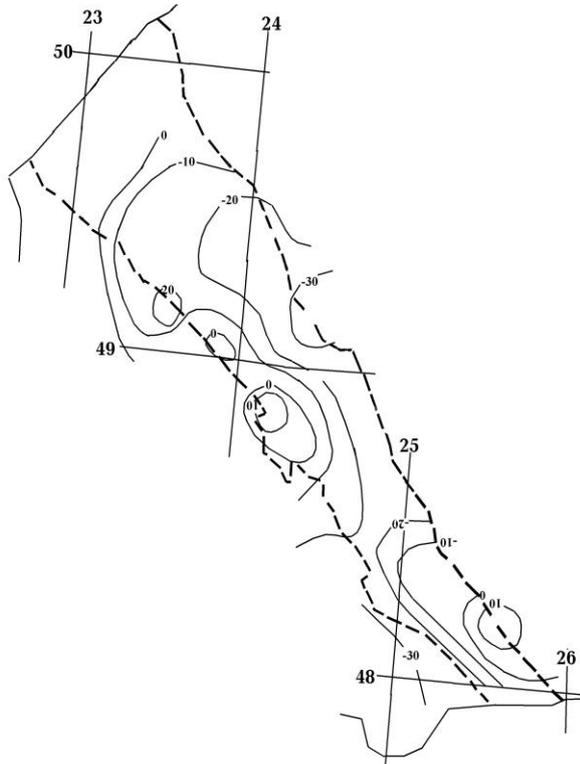
Рис. 6.9. Распределение расчетной (1) и экспериментальной (2) мантийной гравитационной аномалии в Украинских Карпатах (в мГл, знак «-» опущен).

И все же не исключено, что в отдельных районах могут быть обнаружены значимые различия между расчетными и экспериментальными величинами мантийной аномалии, указывающие на особенности плотностных флуктуаций, обусловленные особенностями глубинного процесса. Возможность ответить на этот вопрос представляют данные, приведенные на рис. 6.9, где показано площадное распространение обеих разновидностей мантийной аномалии.

Наиболее существенное расхождение приурочено к Предкарпатскому прогибу, но оно вполне объяснимо, так как при расчете не принималось во внимание распространение в прогибе отдельных зон современной активизации. Другие расхождения более локальны и связаны преимущественно с районом Складчатых Карпат, где изученность теплового поля незначительна (рис. 3.3) и нельзя исключать пропуска заметных аномалий. Возможно, что при дальнейшем исследовании теплового потока региона удастся найти объяснение сокращению в центральной части Складчатых Карпат экспериментальной величины мантийной аномалии. Некоторым признаком такой ситуации может служить резкое изменение величин теплового потока в Румынских Восточных Карпатах по сравнению с Украинскими (если оно не обусловлено техническими особенностями определения параметра). Впрочем, наблюдаемое различие в уровне ТП (не распространяющееся на Закарпатье) можно истолковать различным образом, не обязательно в пользу плотностной модели, позволяющей лучше согласовать расчетную и экспериментальную величины мантийной гравитационной аномалии.

Не исключено, что сокращение расчетного эффекта земной коры (и, соответственно, мантийной аномалии) в центральной части Складчатых Карпат связано с недостаточным учетом влияния температуры на скорости сейсмических волн (см. гл. 4). Возможно, в будущем удастся более детально рассмотреть вопрос о расположении подошвы коры (раздела М) и за счет этого сократить ее мощность.

Мантийная гравитационная аномалия в Предкарпатском прогибе заслуживает более детального рассмотрения хотя бы потому, что с этой структурой связаны основные запасы углеводородов региона (см. гл. 7). Здесь можно использовать прием детализации аномалий, уже примененный авторами ранее. Он заключается в попытке устранить все остальные



возмущения, природа которых известна [Гордиенко и др., 2006, 2011]. В данном случае речь идет об исключении аномалий, обусловленных температурными возмущениями в мантии Карпатской альпийской геосинклинали. Результат представлен на рис. 6.10.

Рис. 6.10. Мантийная гравитационная аномалия (мГл) Предкарпатского прогиба, связанная с современной активизацией.

Конечно, погрешность определения рассматриваемого гравитационного эффекта выше, чем его составляющих. Поэтому изолинии поля, проведенные через 10 мГл, следует воспринимать исключительно как средство повышения наглядности, как качественную характеристику, дающую возможность рассмотреть принципиальную возможность корреляции с нефтегазоносностью (см. гл. 7).

Ограничением является не только точность, но и степень изученности частей прогиба сейсмическими методами. На севере она незначительна и эта часть структуры не может быть охарактеризована (рис. 6.10). Возможно, в дальнейшем удастся исправить положение, привлекая информацию по ближайшим к границе польским профилям ГСЗ.

На остальной территории Предкарпатского прогиба выявленные аномалии неплохо соответствуют независимо установленным аналогичным возмущениям на Вольно-Подольской плите [Гордиенко и др., 2011].

6.5. Плотностные аномалии и сейсмичность

Аномальные плотности пород могут рассматриваться, наряду с термоупругими напряжениями, как один из источников относительных перемещений коро-мантийных блоков и генерации землетрясений. При оценке такой возможности неизбежны по крайней мере две неопределенности. Первая состоит в невозможности установления точного возраста сформировавшихся плотностных аномалий и, соответственно, определении степени релаксации возникающих напряжений. Практически можно ориентироваться только на возраст процесса современной активизации в целом – около 5 млн. лет. Вторая неопределенность связана с отсутствием информации о древней сейсмичности. Ниоткуда не следует, что она имела современные параметры миллионы или даже тысячи лет назад. А для сравнения с расчетными результатами приходится использовать данные именно о современной сейсмичности.



Рис. 6.11. Расположение высокоскоростной области (1) в мантии Паннонии.

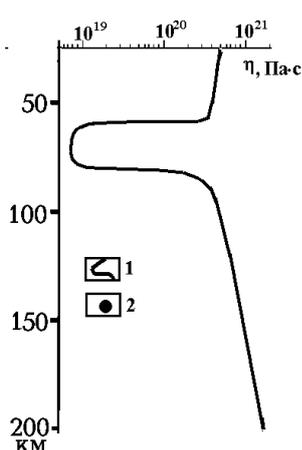
2 – гипоцентры мантийных землетрясений (глубины в км) [US..., 2010], 3 – границы тектонических зон. П – Паннонская впадина, А - Апусени, ЮК – Южные Карпаты.

Коровые землетрясения могут быть связаны с аномалиями плотности в слое частичного плавления на глубинах более 20 км и в неравномерно базифицированной части коры. Наличие таких возмущений подтверждается скоростными аномалиями (см. гл. 4). В верхней мантии скоростные данные такого типа имеются только за пределами Украины, в Венгрии, в Паннонском бассейне у его границы с Апусенями (рис. 6.11). Зона повышенной скорости в мантии (8,6 км/с) расположена на глубинах 30-60 км в среде со скоростью $8,0 \pm 0,1$ км/с. Предполагается, что способ определения скоростного разреза может привести к завышенному значению в пределах положительной аномалии [Соллогуб, 1986]. Ограничения высокоскоростного тела на юге, севере и западе неизвестны.

Считая, что скоростная аномалия связана с погружившимся в мантию массивом корового эклогита, можно оценить плотностное возмущение примерно в $0,4 \text{ г/см}^3$. Если объект с такой плотностью опустится до 200 км, аномалия сократится до $0,25 \text{ г/см}^3$.

Оценим скорость погружения эклогитизированных блоков по формуле Стокса: $V=1,5\Delta\sigma gr^2/\eta$, где $\Delta\sigma$ – аномальная плотность, g – ускорение силы тяжести, r – полуразмер блока, η – вязкость среды. Полуразмер блока (по форме, возможно, сильно отличающегося от изометричного) определим как среднюю величину между его длиной и толщиной, - около 40 км. При этих условиях скорость погружения составит для $\eta = 10^{21}$ - $10^{19} \text{ Па}\cdot\text{с}$ 0,1-10 м/год соответственно.

Расположение астеносферы в мантии рассматриваемого региона может отличаться от



показанного на рис. 3.4, величины ТП здесь существенно ниже (по крайней мере, в Апусенях и приграничной части Паннонии). Поэтому лучше использовать для определения глубин ее кровли и подошвы скоростной разрез в Карцаге [Соллогуб, 1986]. Получим 56 и 86 км соответственно.

Распределение вязкости пород мантии для условий, близких к рассматриваемым, оценено в работе [Гонтовая и др., 2009] и показано на рис. 6.12.

Рис. 6.12. Расчетная вязкость пород мантии в районе Карцага.

1 – распределение вязкости, 2 – расположение по глубине гипоцентров землетрясений (см. рис. 6.11).

Очевидно, что землетрясения происходят вне астеносферы как на глубине подошвы выявленного высокоскоростного блока так и под астеносферой, где скоростной разрез отсутствует. Можно лишь предположить, что на эти значительные глубины плотные тела опустились к настоящему времени, отделившись от коры в период современной активизации. Расчет показывает, что для опускания на 200 км необходимо 1,5-2 млн. лет, при сокращении размеров объектов время быстро растет, но все же можно допустить, что процесс укладывается в рамки современной активизации.

Давление, создаваемое эклогитизированным блоком пород коры, способным к перемещению, должно быть меньше мгновенной прочности пород на сдвиг и больше напряжений, снимаемых при «массовых» (наиболее распространенных в регионе) землетрясениях. Первый параметр для условий низов коры – верхов мантии оценивается как $n \cdot 10^8$ Па, второй – 10^6 Па [Крылов и др., 1996 и др.]. Давление блока описанных выше параметров составит в конце пути около $5 \cdot 10^8$ Па, т.е. по порядку соответствует сформулированным требованиям.

Анализ гравитационного поля региона и построение плотностных моделей коры и верхней мантии Украинских Карпат проведены в довольно сложной ситуации недостатка сведений о скоростных моделях и многообразия аномальных плотностных объектов в разных частях изучаемой территории и на разной глубине. Поэтому не все результаты можно уверенно рассматривать как количественные, часть представляет собой качественные оценки. Все же удалось решить поставленную задачу - выделить мантийную гравитационную аномалию и показать ее соответствие предполагаемому глубинному процессу в тектоносфере. Можно упомянуть также пока только намеченные направления исследований – анализ мантийной (возможно, осложненной коровыми эффектами, как в Днепровско-Донецкой впадине [Гордиенко и др., 2006]) аномалии в нефтегазоносном Предкарпатском прогибе и изучение связи плотностных аномалий с сейсмичностью региона.

Глава 7. Полезные ископаемые

В главе рассматриваются виды полезных ископаемых, происхождение которых прямо связано с глубинными процессами и ресурсы которых представляются значимыми для Украины: подземное тепло, углеводороды и сульфидно-золотое оруденение. Встречающиеся на внешней границе Предкарпатского прогиба месторождения серы отмечены в монографии авторов, посвященной Волыно-Подольской плите. Проявления графита в породах Мармарошского массива незначительны по сравнению с месторождениями Украинского щита. Примерно то же можно сказать о месторождениях соли и рудопроявлениях ртути: в обоих случаях основные залежи Украины находятся в Донбассе. Месторождения минеральных вод региона анализировались только в связи с изучением состава водорастворенных газов при изучении изотопии гелия [Гордиенко и др., 2001 и др.].

7.1. Геоэнергетические ресурсы

Плотность геоэнергетических ресурсов (W) для территории Карпатского региона определялась в работе [Гордиенко и др., 2002 и др.]. Здесь только кратко остановимся на этой операции в связи с некоторым дополнительным изучением теплового поля (см. гл. 3), используя упрощенный (региональный) вариант оценки, выполняемый непосредственно по данным о распределении глубинного теплового потока.

Расчет плотности тепловых ресурсов категории C_3 (т.е. с учетом рентабельности их использования) выполняется по формуле из [Дядькин и др., 1991 и др.] с небольшими дополнениями, касающимися величины коэффициента температурного извлечения, который был принят переменным [Гордиенко и др., 2002]:

$$W = N \cdot K \cdot C \rho \Delta T (H_3 - H_b)$$

где N - норма расхода топлива на товарное тепло - $0,34 \cdot 10^{-10}$ т у.т./Дж (т у.т. - тонна условного топлива: в 1т нефти - 1,47 т у.т., в 1т каменного угля - 0,9 т у.т., 1 т конденсата - 1,54 т у.т., в 1000м^3 газа - 1,25 т у.т., 1 т бурого угля - 0,49 т у.т.),

K - коэффициент температурного извлечения (принят в [Дядькин и др., 1991] равным 0,125),

$C \rho$ - объемная теплоемкость пород, ее можно считать практически постоянной - $2,5 \cdot 10^6$ Дж/м³°С,

ΔT - разница в температуре извлеченного на поверхность теплоносителя и сброса - 40°С (при использовании в теплоснабжении, т.е. для добычи из геодинамической системы воды при температуре 60°С и сбросе ее при 20°С),

H_3 - глубина забоя, на которой определена нижняя T .

Соответственно $W = 0,000425(H_3 - H_b)$ в т у.т./м² при H в м.

Глубина H_b это та, температура на которой обеспечивает среднюю T в интервале $H_3 - H_b$, равную 60°С. Она определяется как $(T_3 - T_T)/0,5 \gamma$, где T_T - температура теплоносителя, γ - средний геотермический градиент в интервале.

При высокой T в нижней точке оказывается, что верхняя точка попадает выше поверхности. Для недопущения этой ситуации для T вводится ограничение в верхней точке: она должна быть на 10°С выше температуры сбрасываемой воды, т.е. 30°С. В этом случае надо учесть разницу в средней T добываемой воды и стандартной величиной 60°С. Она создает дополнительный множитель в формуле расчета W , составляющий $(T_{cp} - 20)/40$.

Т.о. задача сводится к расчету T для данного региона (данного распределения теплопроводности с глубиной) при разных реальных для региона ТП и последующему расчету W для глубины бурения 6000 м (проведены и вычисления для 4500 и 3000 м - $W_3 = 0,53(W_6 - 1,5)$ и $W_{4,5} = 0,78(W_6 - 0,8)$). Учет конкретной температуры поверхности в месте

ГЛАВА 7

расчета глубинных T дает вариации значений W до $\pm 4\%$ (например, при замене 8°C на $6 \div 10^{\circ}\text{C}$). Поэтому в принципе можно в каждом регионе ввести одну T_0 при расчете T по ТП.

Используемые при расчете данные о теплопроводности сведены в табл. 7.1.

Таблица 7.1. Теплопроводность пород Карпатского региона в разных интервалах глубин.

ΔH , км	Теплопроводность, Вт/м $\cdot^{\circ}\text{C}$ в частях региона			
	Закарпатский прогиб	Скл. Карпаты	Надвиг Скл. Карпат на Предкарпатский прогиб	Предкарпатский Прогиб
0-1,5	1,85	2,65	2,45	1,8
1,5-3	2,65	2,65	2,45	2,25
3-4,5	2,65	2,65	2,45	2,65
4,5-6	2,65	2,65	2,45	2,65
0-6	2,39	2,65	2,45	2,28

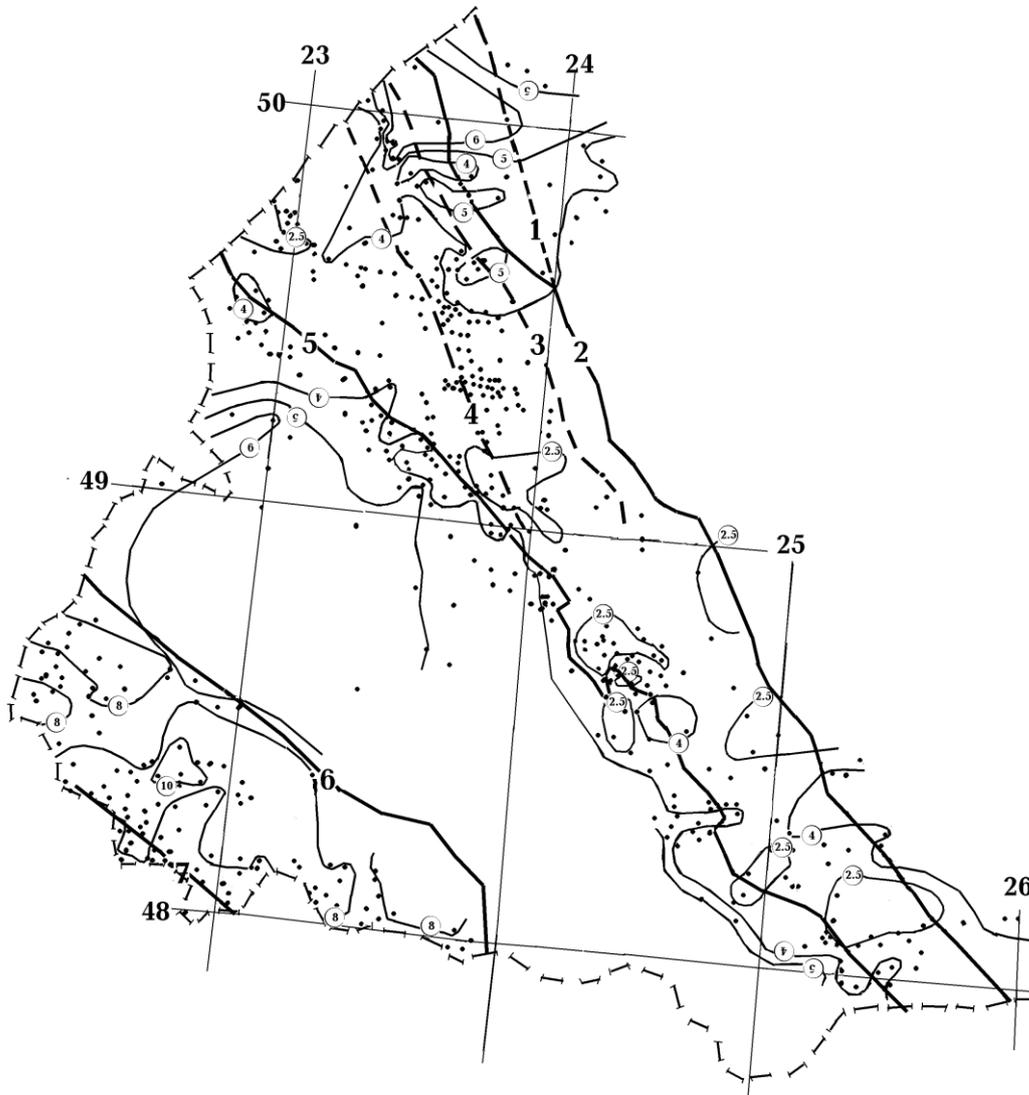


Рис. 7.1. Распределение плотности геотермических ресурсов Карпатского региона. Цифры в кружках – W_6 в т.у.т./м 2 . Остальные условные обозначения – см. на рис. 3.3.

ГЛАВА 7

Оценка плотности ресурсов проведена для минимального нагрева извлекаемого флюида, пригодного для теплоснабжения. Конечно, он может быть применен и по-другому, например, для предварительного прогрева воды, поступающей в котел обычной ТЭС. Минимальная рентабельная величина ресурсов составляет 2,5 т у.т./м².

Таблица 7.2. Величины W при разных ТП в частях Карпатского региона.

W_6 , т у.т./м ²	ТП, мВт/м ² в частях региона			
	Закарпатский прогиб	Скл. Карпаты	Надвиг Скл. Карпат на Предкарпатский прогиб	Предкарпатский прогиб
2,5	48	53	49	46
4	62	69	64	60
5	73	80	74	69
6	82			79
7	92			
8	101			
9	111			
10	120			

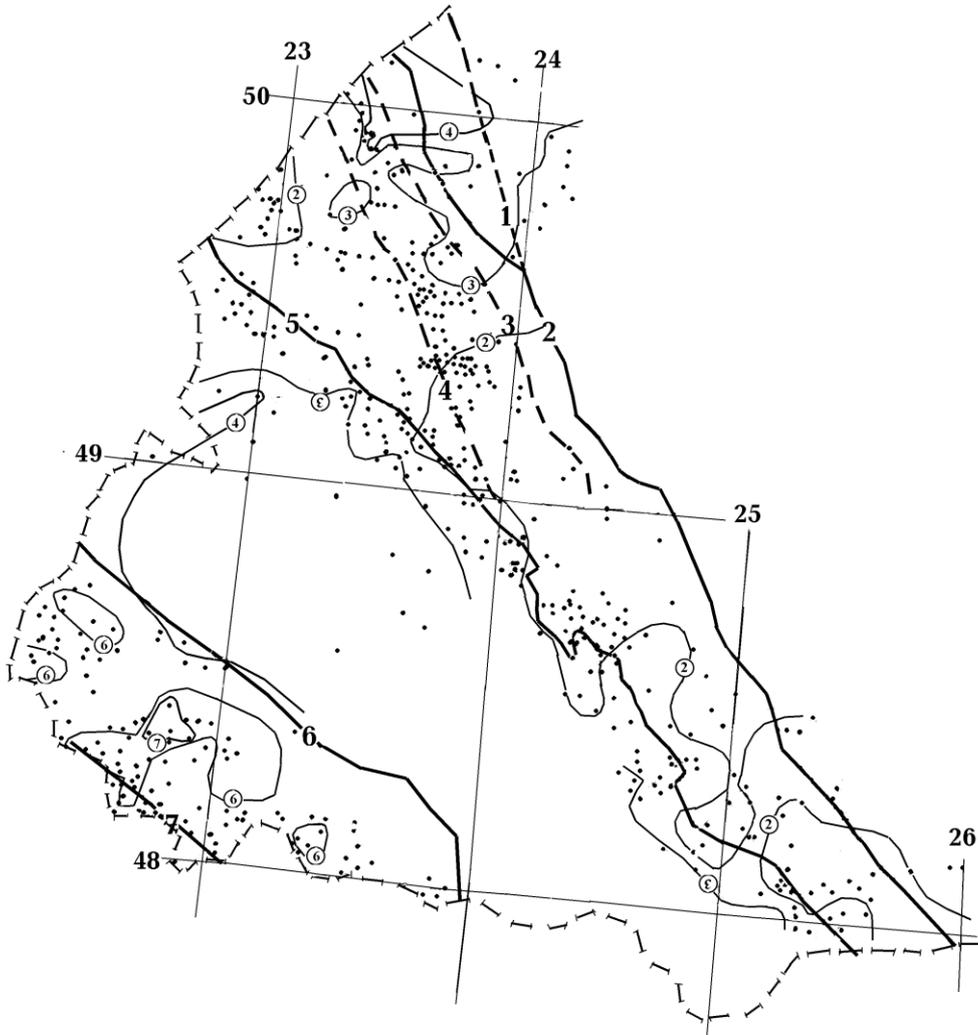


Рис. 7.2. Распределение плотности геотермических ресурсов Карпатского региона. Цифры в кружках – $W_{4,5}$ в т у.т./м². Остальные условные обозначения – см. на рис. 3.3.

Рассмотрим распределение значений W_6 более $2,5 \text{ т у.т./м}^2$ в Украинских Карпатах - наиболее «прогретом» регионе Украины (рис. 7.1)

В Предкарпатском прогибе на площади, занимающей около 10-20% территории этой части региона, распространены значения плотности ресурсов менее $2,5 \text{ т у.т./м}^2$. За их пределами величина W_6 составляет в основном около 3 т у.т./м^2 . В районах положительных тепловых аномалий на севере прогиба она увеличивается до более 6 т у.т./м^2 . Аномалиям на юге прогиба отвечают менее значительные по площади и интенсивности повышения W_6 – до $4,0-4,5 \text{ т у.т./м}^2$.

На изученной по ТП северо-западной части Складчатых Карпат средняя величина W_6 выше – около $4-5 \text{ т у.т./м}^2$, на севере вероятна аномалия с плотностью ресурсов более 6 т у.т./м^2 , но охватываемая ею территория неясна.

Наибольшие значения W_6 выявлены в Закарпатском прогибе. Здесь широко представлены территории с плотностью ресурсов на уровне $6-8$ и $8-10 \text{ т у.т./м}^2$ (рис. 7.1). В максимуме величины W_6 превышают $10-11 \text{ т у.т./м}^2$.

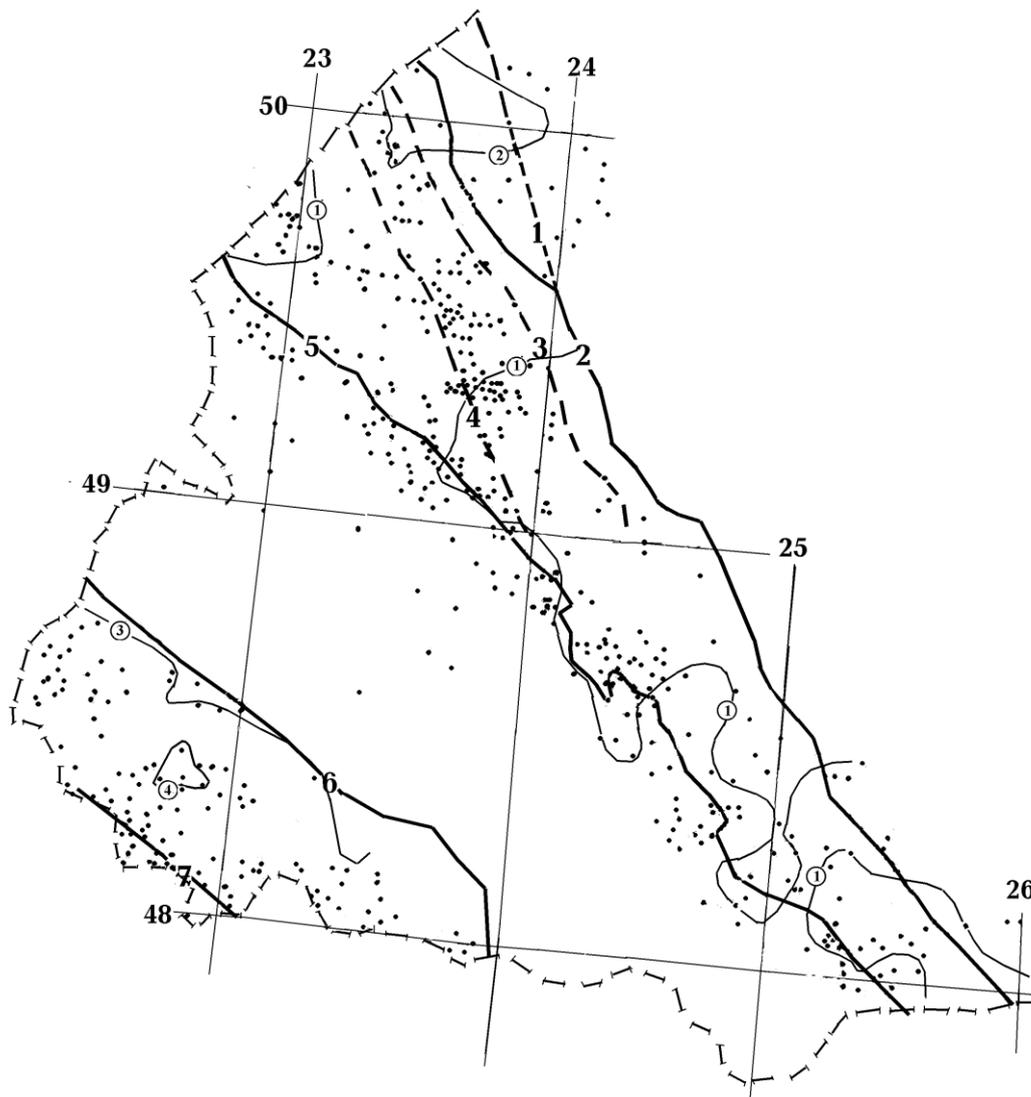


Рис. 7.3. Распределение плотности геотермических ресурсов Карпатского региона. Цифры в кружках – W_3 в т у.т./м^2 . Остальные условные обозначения – см. на рис. 3.3.

Общее количество земного тепла, которое может быть извлечено по стандартной технологии при бурении на 6 км в изученной части Карпатского региона, составляет около $0,13$ трлн. т у.т. , что в несколько раз больше всех запасов горючих ископаемых Украины ($0,04$ трлн т у.т.) [Гордиенко и др., 2002].

Оценка геотермальных ресурсов, которые можно использовать без догрева, получая пар, пригодный для выработки электроэнергии (Т флюида не менее 210⁰С, сброса - 70⁰С), показала, что при глубине бурения 4,5 км минимальные ресурсы появляются в зоне максимального ТП Закарпатского прогиба (ТП >120 мВт/м²). При глубине бурения 6 км получаются величины, отвечающие значениям W₆ для рассмотренного выше варианта (Т теплоносителя - 60⁰С, сброса - 20⁰С): 6 - 0, 7 - 2,5, 8 - 3,8, 9 - 5, 10 - 8 т у.т./м². Т.о. условия для добычи пара присутствуют только в Закарпатском прогибе.

Ресурсы земного тепла в регионе не исчерпываются содержащимися на глубинах 5,5-6 км (это – реальные глубины эксплуатируемого интервала при бурении на 6 км). При необходимости могут быть привлечены к эксплуатации вышележащие интервалы глубин. Примерные оценки (рис. 7.2 и 7.3) показывают, что здесь еще содержится значительное (хотя и меньшее, чем на большей глубине) количество тепла.

7.2. Золото-сульфидные руды

Рудопроявления и месторождения этого типа встречаются в породах неогена Закарпатского прогиба (Мужиевское, Береговское, Куклянское, Вел. Бегань и др.) и в Раховской зоне (Сауляк). Они представлены результатами гидротермального процесса (скарновая часть может быть недоступной из-за ограниченного эрозионного среза [Нечаев и др., 1998]), встречающимися и в других регионах Украины среди пород различного возраста (вплоть до архейских). Минерализация, как правило, сопровождается крутопадающие разломы, образующие трещиноватые зоны в слаболитифицированных первично вулканогенно-осадочных толщах. На щите и в Донбассе докембрийские и киммерийские проявления этого типа минерализации возникали в аналогичных породах (только в докембрии, особенно – в архее, в вулканогенной части преобладали основные породы). Таким образом, в тот или другой отрезок геологической истории золото-сульфидный тип минерализации проявился на всей северной части Украины от Донбасса до Закарпатья.

С точки зрения АПГ она возникает в ходе активизации, начинающейся перемещением вещества мантии.

Конечно, за это время в разных регионах существенно менялись составы мантийных пород, глубина дифференциации магм, рН и Eh среды, флюидный режим, роль коровой контаминации вторгшегося мантийного вещества и другие важные факторы, которые влияют на извлечение из пород, вхождение в комплексные соединения, транспортировку и отложение в конечном виде рассматриваемых компонентов. Но начиная со слабо кислых и слабо щелочных условий сера присутствует в виде S²⁻, т.е. конечный результат будет сульфидным, причем в кислых и нейтральных средах образуются: пирит, пирротин, халькопирит, киноварь, галенит, сфалерит, в щелочных - сульфиды дополняются магнетитом. Стойкость сульфидов в широком диапазоне условий поясняет их большее распространение в сравнении с самородными металлами. Расположенность сульфидов и арсенидов к накоплению золота общепризнана [Борисенко, 2006, Гаррелс и др., 1968, Мейер и др., 1970 и др.].

Поэтому конкретизировать условия процесса можно только рассматривая каждый возрастной и территориальный вариант его протекания. Для докембрийских рудных полей практически невозможно определить даже тип эндогенного режима, в условиях которого возникла минерализация: многие из таких процессов [Гордиенко и др., 2005, Усенко, 2008] имеют место, но определенные по абсолютным датировкам временные рамки возникновения минерализации очень велики, не позволяют отнести их к одному из установленных событий, тем более – его этапу. Следовательно, для изучения связи минерализации с глубинным процессом необходимо сосредоточиться на относительно хорошо изученных киммерийской и современной активизаций Донбасса и Карпат.

В обоих случаях приблизительно через 50 млн. лет после последнего акта тепломассопереноса в тектоносфере геосинклинали происходит активизация, которая

непосредственно не связана с предшествующим циклом. Перед ней в обоих регионах был период накопления эксгалационной соли, что свидетельствует о наличии хлора в мантийном источнике вещества. Именно хлором обеспечивается усиленная экстракция металлов из мантийных пород. Его присутствие можно предположить и во флюидах, формировавших некоторых докембрийских месторождений на УЩ [Гордиенко и др., 2005]. Указания на присутствие хлора есть и для породных комплексов на месторождениях золота на Дхарварском щите Индийской и Алданско-Становом щите Сибирской платформы [Сафонов и др., 1988, Сясько и др., 2006 и др.], хотя возраст (архей) и вмещающие породы (зеленокаменные пояса) резко отличаются от рассматриваемых случаев. Месторождения этого типа (занимающие второе место по суммарной добыче золота после палеоконгломератов Витватерсранда) встречаются на всех архейских щитах мира.

В Карпатском регионе молодые соленосные породы (и в их пределах – промышленные залежи соли) распространены гораздо шире, чем проявления магматизма и сульфидного оруденения. Хотя имеются признаки развития телетермального мышьяково-сурьмяного и отчасти - ртутного сульфидного оруденения [Науменко и др., 1984, Шумлянський та ін., 2008] в амагматической части активизированного региона, ограничить которые практически невозможно. Не исключено, что они распространены до Предкарпатского прогиба [Зацixa, 1989].

Следы предыдущих активизаций, в процессе которых могло формироваться аналогичное оруденение, в Карпатах недоступны для изучения. В Донбассе можно провести сравнение результатов киммерийской и современной активизаций. Установлено, что гидротермы используют те же трещиноватые зоны, в частности, в пределах оси Главной, Дружковско-Константиновской антиклиналей и Нагольного кряжа [Гордиенко, 1999 и др.]. Но на современном этапе соляные эксгалации отсутствуют и гидротермальная активность сопровождается только безрудной кварцевой минерализацией [Шумлянський, 1983].

Примерно та же ситуация – в Кировоградской зоне центральной части Украинского щита. Современная активизация представлена циркуляцией гидротерм, не выносящих заметного количества соли и не сопровождающихся рудной минерализацией. На западном склоне щита в районе Подольского глубинного разлома и на его продолжении в пределы Ворлыно-Подольской плиты киммерийская активизация связана с циркуляцией в неглубоких трещиноватых зонах глубинных флюидов, содержащих фтор. Этот процесс сопровождается образованием рудопроявлений сульфидов, в том числе – золотосодержащих (но – на уровне следов металла) [Шумлянський, 2007]. Флюиды, содержащие фтор, проявляются в этом районе и при современной активизации, но его сопровождают только барит и углеводороды [Шумлянський та ін., 2003 и др.].

Рассмотренная в предыдущих главах модель глубинного процесса в тектоносфере региона позволяет представить происхождение рудоносных флюидов в таком виде. На момент начала активизации кровля астеносферы находится на глубине 90-100 км. Происходит вынос перегретого и частично расплавленного вещества в интервал глубин 40-90 км, вторжения магмы в кору, частичное плавление на глубинах 20-40 км (и погружение в мантию эклогитизированных базитов коры), подъем кислых и средних магм в верхнюю часть коры, гидротермальный процесс в верхнем интервале глубин (от 0 до 6-10 км), который обуславливает транспортировку флюидов практически до поверхности. Последняя процедура в Донбассе была ограничена довольно мощным (в несколько км) слоем глинистой перми, через нее флюиды не проходили.

Следствием описанного коро-мантийного обмена оказывается вынос из мантии части щелочей, алюминия, железа и др.. Изменяются окислительно-восстановительные условия в астеносфере, состав магм. Например, лампрофиры киммерийского Миусского комплекса в Донбассе содержат (в отличие от пород предыдущих этапов магматизма) как нефелин так и плагиоклаз. В остаточных дифференциатах накапливается K, Li, Cs, Hg, Au. Именно такие элементы выносят гидротермы над андезитовыми вторжениями в верхнюю кору. Конечно,

частично сохраняется и характерное для предыдущих этапов магматизма обогащение железом, натрием, кальцием, алюминием, цинком, барием [Гордиенко и др., 2003].

Приведенная схема полностью согласуется с комплексом геолого-геофизических данных для Закарпатья (см. гл. 1, 2 и др.). Здесь циркуляция флюидов распространена практически до поверхности и продолжается в наше время. Такая же ситуация (но без образования руд) в районе Главной антиклинали Донбасса. Соответствующие данные представлены на рис. 7.4.

Тепловой поток рассчитан с использованием конкретных сведений об условиях циркуляции. Необходимыми оказались огромные числа Нуссельта, отвечающие скоростям перемещения флюида, на 3 порядка превышающим регламентированные реальной пористостью в проницаемой зоне. Эта особенность перколяционного роста проницаемости прослеживается во всех задачах такого рода, связанных с гидротермами в активизированных районах. Несколько более подробное упоминание об этом эффекте см. ниже. Он выявлен и при анализе тепловых аномалий гидротермальной природы у одного из разломов в Рейнском грабене [Bachler et al., 2002]. Тепловые аномалии в рассмотренных на рис. 7.4 случаях одинаковы по интенсивности, хотя мощность трещиноватой зоны в Донбассе много больше.

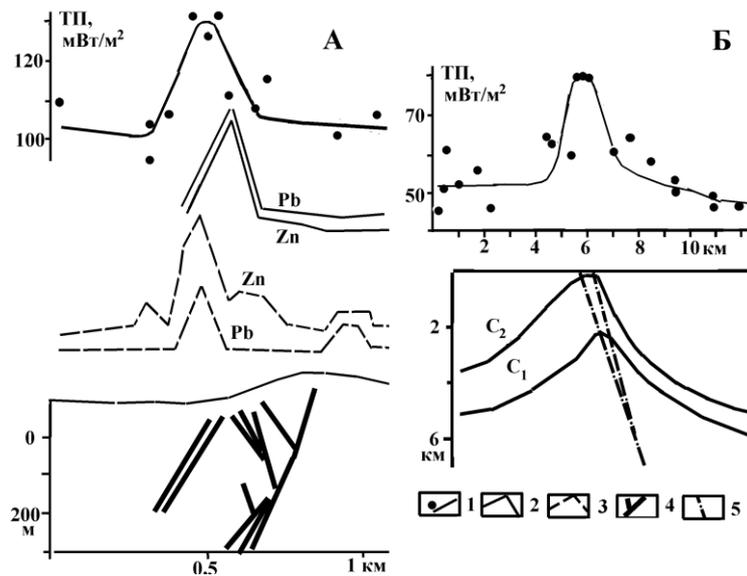


Рис. 7.4. Распределение ТП на месторождениях Великая Бегань (А) в Закарпатском прогибе [Боев и др., 1979] и Михайловском (Б) на Главной антиклинали Донбасса [Александров и др., 1999 и др.].

1 – тепловой поток (точки – экспериментальный, линии – рассчитанный для циркуляции флюида вплоть до поверхности), 2, 3 – данные металлотрии (2 – в почве, 3 – в тепле растений), 4 – рудные зоны, 5 – Осевого разлом Главной антиклинали.

Возможность полного контроля довольно сложных тепловых моделей верхних нескольких километров разреза, где действует циркуляционная система, предоставляют в основном данные по киммерийским месторождениям Донбасса. Здесь можно получить экспериментальную информацию по всем составным частям модели.

1. Распределение температур в недрах недавно завершившей развитие герцинской геосинклинали Донбасса (расчет учитывал существенное отличие температуры поверхности того времени от современной: она была на 20⁰С выше) сопоставлено с информацией о температуре метаморфизма углей, находившихся в то время на разной глубине (рис. 7.5 А). В

центральной части региона (к которой и приурочены проявления киммерийской активизации, в частности – сульфидно-золотое оруденение) расчетные данные о распределении T с глубиной полностью согласуются с экспериментальными данными. К периферии Донбасса расчетный и экспериментальный геотермический градиент в верхних 6 км сокращается [Гордиенко и др., 2003].

2. В центральных частях упомянутых выше антиклиналей, к осевым разломам которых приурочено оруденение, расчет выявляет возникновение в киммерийское время «термальных куполов», в которых рост температуры с глубиной максимален. Это распределение можно сопоставить с температурами, установленными по катагенетическому изменению пород, вмещающих рудные тела Главной антиклинали [Александров и др., 1996 и др.]. Очевидно, что они близки (рис. 7.5 А).

3. С тем же расчетным распределением T сопоставлены данные о РТ-условиях образования рудных минералов в месторождениях аналогичного возраста Нагольного кряжа [Курило, 1980]. Они практически не различаются (рис. 7.5).

Для молодых зон оруденения Закарпатского прогиба можно привести такие сведения. За пределами месторождений (Мужиевского и др.) имеются несколько глубоких скважин в зонах с тепловым потоком на уровне 105-110 мВт/м², который представляется фоновым для «термального купола» (рис. 7.4). Сравнение температур в этих скважинах с расчетными обнаруживает их совпадение. Расчетные температуры в центре «термального купола» очень близки к установленным в аналогичной ситуации в Донбассе за исключением «привязки» к другой поверхностной T . Результаты расчета сопоставлены с данными геотермометров (преимущественно по киновари, другим сульфидам, кальциту). Достигнутое согласование можно признать удовлетворительным (рис. 7.5 Б).

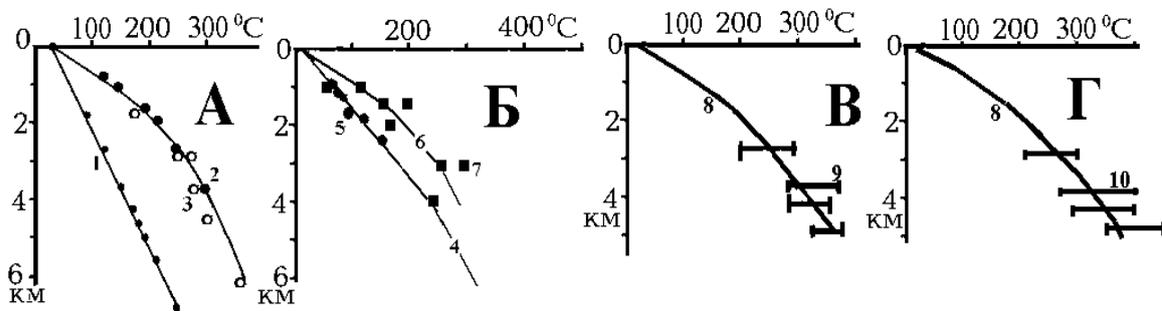


Рис. 7.5. Расчетные и экспериментальные температуры в зонах золото-сульфидного оруденения Донбасса (А), Закарпатья (Б), для Клинцовского месторождения на Украинском щите (В) и для других месторождений (Г).

Расчетные значения T – линии, экспериментальные – точки, кружки и бары. 1 – распределение T в центральной части герцинской геосинклинали Донбасса около 200-250 млн. лет назад, 2 – распределение T в центре термального купола, точки – по данным об уровне катагенеза вмещающих пород на Главной антиклинали [Александров и др., 1996 и др.], кружки – по данным о температуре образования рудных минералов на Нагольном кряже [Курило, 1980], 4,5 – температуры в активизированных частях Закарпатского прогиба вне «термальных куполов» (4 – рассчитанные, 5 – наблюдаемые), 6 – расчетные T в термальных куполах зон современной активизации Закарпатья, 7 – данные геотермометров на сульфидных месторождениях Закарпатья [Зацixa, 1989], 8 – расчетное распределение T в докембрийском «термальном куполе», 9, 10 – экспериментальные данные (9 – для Клинцовского месторождения, 10 – для других месторождений) [Марченко та ін., 2008].

Как отмечено выше, тепловая модель месторождения для докембрия не может быть построена с той же определенностью, что и для фанерозоя. Для приближенного решения задачи можно использовать представление о незначительности отличия максимальных T коры периода активизации (при превышении которых кора не сохраняется). Они, впрочем, непригодны для детального описания модели верхней коры. Для построения распределения T на рис. 7.5В использованы расчетные и экспериментальные данные о T на глубинах 5-6 км в максимально прогретой коре [Гордиенко и др., 2005], которые оказались незначительно выше приведенных на рис. 7.5А, предполагалось, что с приближением к поверхности температура становится неотличимой от варианта 7.5А. С такой расчетной моделью сопоставлены сведения о температурах минералообразования по [Марченко та ін., 2008]. Получено вполне удовлетворительное согласование.

Таким образом, проведенный в доступной форме контроль тепловой модели месторождений позволил продемонстрировать их реальность. Соответственно, аномалии теплового потока интенсивностью около 25 мВт/м^2 могут рассматриваться как поисковый признак для них. При весьма различных абсолютных величинах теплового потока у поверхности тепловая модель месторождения оказывается почти одинаковой для всех рассмотренных периодов генерации руд.

В Донбассе и на щите проведена успешная проверка использования в качестве критерия слабых локальных гравитационных аномалий [Гордиенко, 1999 и др.]. В Закарпатье отсутствует (насколько известно авторам) гравитационная съемка нужной детальности и точности.

Интересным представляется изучение геоэлектрических моделей перспективных районов. Речь идет не только о традиционно используемых в этом случае методах сопротивления и вызванной поляризации, ориентированных на небольшие глубины. Значительный интерес могли бы представить и дополняющие их результаты глубинной геоэлектрики.

7.3. Месторождения углеводородов

Связь нефтегазоносности с современной активизацией (СА) представляется авторам уже достаточно обоснованной различными геолого-геофизическими данными [Гордиенко и др., 2006, Гордиенко, 2007 и др.]. Сама по себе идея такой связи не нова, она достаточно давно обсуждается в геологической литературе [Галимов, 1973, Лукин, 1997, 2004, Поиски..., 1989, Разломная..., 1989 и др.]. Но часто дальше констатации дело не идет. Например, отмечается, что "...важный критерий высокопродуктивных зон генерации УВ (углеводородов – авт.) - повышенная тектоническая активность региона в настоящее время..." [Поиски..., 1989, с. 48]. Участие СА сводится к обоснованию создания ею зон трещиноватости в породах осадочного чехла и фундамента, в оживлении древних разломов, которые "Наиболее резко... проявились в кристаллическом фундаменте и нижних горизонтах осадочного чехла. ...образуют системы тектонических нарушений примерно параллельных направлений. Их ширина достигает 10 км и более" [Разломная..., 1989, с. 101]. Современная активизация (начавшаяся по мнению авторов работы [Радзівілл та ін., 2006] в послетортонское время, т.е. после рубежа около 14 млн. лет назад) как условие появления и локализации углеводородов в девонской толще Вольно-Подольской плиты, упоминается только для привлечения внимания к упомянутой стратиграфической единице. Т.е. в перечисленных публикациях речь идет об условиях транспортировки и размещения УВ, проблема генерации не затрагивается.

Актуальным кажется переход от фиксации связи к анализу механизма образования месторождений углеводородов в процессе активизации тектоносферы и проявлений СА в физических полях и геологических явлениях, которые могут рассматриваться как поисковые признаки. Последние исследовались авторами ранее преимущественно на материале

месторождений Украины, в основном – Днепровско-Донецкой впадины, в меньшей мере – Вольно-Подольской плиты. В этой работе к рассмотрению привлекается материал по Карпатскому региону. Речь идет именно о месторождениях. Имеющихся данных о распространенности следов УВ в породах коры и верхней мантии вполне достаточно для констатации возможности их существования на этих глубинах, в соответствующих условиях. Но недостаточно для обоснования скоплений, представляющих практический интерес.

Современная активизация. Процесс СА в рамках используемой авторами адвекционно-полиморфной гипотезы в принципе не может быть рассмотрен с той же достоверностью, что и более древние, уже закончившиеся [Гордиенко, 2007 и др.]. Причина именно в его незавершенности. Есть основания считать, что в ряде случаев явления, приписываемые современной активизации, представляют собой начальную фазу рифтогенеза. Конечно, можно выбрать в прошлом изолированный эпизод одноактной активности какого-либо региона, который и рассмотреть в качестве примера полностью проявившегося процесса, аналогичного современному [Гордиенко, 2007 и др.]. Анализ такой информации приводит к модели, не противоречащей описанной выше. Но эта процедура может быть выполнена только для магматически проявившегося процесса (иначе его диагностика недостоверна). А многие зоны СА сейчас не сопровождаются магматизмом, возможно он не появится и в будущем. Поэтому рассмотрение древних зон активизации не дает уверенности в получении однозначного диагностированной схемы тепломассопереноса в тектоносфере.

Второе обстоятельство, создающее неоднозначность в создаваемых моделях перемещения вещества при СА, - распространение этого типа активного процесса в регионах с весьма различными возрастными предшествующих геосинклиналей или рифтов. Широко представлена СА докембрийских платформ (Восточно-Европейской, Сибирской – СП, Африканской, Китайской, Индийской, Австралийской, Антарктической, Северо-Американской, Бразильской). Активизированы многие каледониды (Скандинавии, Великобритании, Гренландии). В состоянии СА находится часть герцинид Европы, Азии, Северной и Южной Америки. Охвачены современной активизацией многие киммериды Америки и Евразии, а также альпиды этих континентов. В последнем случае проблемой представляется выделение процессов активизации на фоне завершающих событий собственно геосинклинального развития. Соответственно в тектоносферах разных зон СА могут различаться по глубине первичные очаги частичного плавления (из которых выносятся перегретое вещество) и вторичные резервуары, в которые оно поступает.

С большой долей вероятности можно предполагать, что в недрах докембрийских платформ, каледонид и герцинид первичные резервуары образуются в низах верхней мантии, а в альпиде в качестве таковых используется сравнительно неглубокая астеносфера конечного этапа развития геосинклинали [Гордиенко, 2007 и др.]. В киммеридах могут встречаться оба варианта, предпочтение одного из них зависит от особенностей предшествующего процесса (размеров геосинклинали, ее возраста, расположения зоны СА внутри региона и т.д.). Для решения поставленной задачи указанные различия не принципиальны, поэтому представим в качестве иллюстрации распределения температур в процессе современной активизации в коре и верхних горизонтах мантии модели для СА докембрийской платформы и альпийской геосинклинали (рис. 7.6).

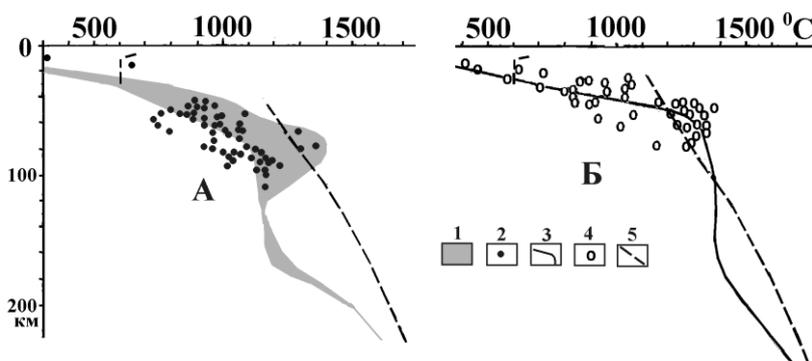


Рис. 7.6. Расчетные тепловые модели и данные геотермометров в зонах современной активизации (шириной 60 км) докембрийской платформы (А) и альпийской геосинклинали (Б).

1 – область расчетных T зоны СА платформы (в

центре и на периферии), 2 – данные геотермометров платформенных зон СА (Алдан, Витим, Чешский массив), 3 – расчетные T в зоне СА центральной части альпийской геосинклинали, 4 – данные геотермометров альпийских зон СА (Камчатка, Курилы, Аппенины), 5 – температуры солидуса пород мантии и образований амфиболитовой фации метаморфизма в коре (в интервале глубин 10-30 км).

Из подкоровой перегретой области (возникшей при подъеме вещества из промежуточного очага под платформой или существовавшей перед началом активизации в альпидах) расплав выносится в кору в интервал глубин 30-40 км (0,5 млн. лет назад, занимает около половины объема) и 20-30 км (0,2 млн. лет назад, занимает четверть объема). Средняя температура растет здесь на $300 \pm 50^{\circ}\text{C}$. Под кору опускаются эклогитизированные блоки основных коровых пород, при достижении астеносферы они понижают ее температуру примерно на 120°C . Нагрев коры «размораживает» реакцию эклогитизации, быстрому течению которой способствуют флюиды, принесенные мантийными выплавками и образовавшиеся при частичном плавлении пород амфиболитовой фации метаморфизма. Темп преобразований вполне может достигать [Королюк и др., 2004] нужной величины – изменение минералогии за 10^5 лет при размере зерна 0,05 мм.

Утонение коры в зоне СА не может быть спрогнозировано в качестве обязательного элемента, но исключать его нельзя. Имеющиеся экспериментальные данные (пока немногочисленные) свидетельствуют в пользу реальности этого процесса. Величина смещения раздела М под зоной (и утолщения коры на периферии) скорее всего, ограничена примерно 5 км.

Используемая модель тепломассопереноса в обоих вариантах не предполагает понижения температуры в области полиморфных преобразований у подошвы верхней мантии, достаточных для перехода к более плотной фазе оливина. Утонение коры может привести к опусканию поверхности до 0,6-0,7 км. Расчетное поднятие поверхности, учитывающее изменение температуры обоих знаков на разных глубинах (с разными коэффициентами теплового расширения) составляет около 0,8-0,9 км. Различие незначительно, но все же можно предположить поднятие поверхности на 100-200 м. Приведенные оценки относятся к СА на докембрийской платформе, для районов активизации альпийских геосинклиналей ситуация еще более неопределенна.

Результаты расчетов T сопоставлены с данными геотермометров для обоих типов регионов (рис. 7.6), соответствующая библиография приведена в работе [Гордиенко, 2010]. В случае современной активизации докембрийской платформы сравнение не совсем корректно: ксенолиты вынесены молодыми щелочными базальтами, т.е. процесс активизации включает магматическую составляющую, которой нет во многих зонах СА. Тепловые модели в интервалах глубин максимального перегрева довольно близки и не противоречат данным геотермометров (рис. 7.6). Очевидно, что им должны соответствовать две зоны частичного плавления. Довольно мощная зона – в подкоровой части мантии (в интервале глубин от 50-60 до 90-100 км), маломощная – в нижней коре на глубинах несколько больше 20 км. Последняя может и отсутствовать, если вынос магмы в кору произошел заметно раньше принятых при расчете возрастов процесса. Эта зона может сама служить источником материала для внутрикоровой адвекции, приводящей к образованию отдельных вторжений кислой и средней магмы на глубины до 5-10 км [Гордиенко, 2007].

В период существования слоя частичного плавления в коре выше него располагается область флюидизации – пропитки среды глубинными растворами изменяющейся во времени концентрации на уровне $n \cdot 0,1 - n \cdot 1\%$ по объему. Представляется вероятным, что именно в ее пределах могут формироваться (при наличии необходимого количества исходных веществ) углеводороды, которые по проницаемым зонам поступают выше, в осадочный слой или верхнюю часть кристаллического фундамента и при благоприятных условиях образуют месторождения.

Происхождение месторождений УВ. Принятая схема глубинного процесса не исключает образования углеводородов в мантии (вероятно, в пределах ее перегретой подкоревой части), в кристаллической коре и осадочном слое (из имеющейся в его породах органики).

Известные данные о биомаркерах и другие признаки участия органики осадочного слоя в образовании части УВ позволяют отнести этот источник к числу реальных [Лукин и др., 2004], но не обязательно признавать его главным или единственным. Хотя количество углерода органики в подземных водах в 12 раз превосходит С мировых запасов нефти, а его общее количество в осадочном чехле больше на 4 порядка [Швец, 1971] – табл. 7.3.

Таблица 7.3. Количество углерода в различных объектах осадочной и водной оболочек Земли [Швец, 1971].

Объекты	$C_{орг}, 10^{12}Т$	Объекты	$C_{орг}, 10^{15}Т$
Осадочные породы	3500	Торф	1
Каменный уголь	5	Почвы	0,7
Подземные воды	2,5	Нефть	0,2
Мировой океан	2		

Практически в любом районе с мощным осадочным слоем (обеспечивающим попадание органического С в РТ-условия образования УВ) достаточно углерода для создания месторождений. Однако известны залежи нефти и газа, которые нельзя связать с первично-органическим углеродом (т.е. С вещества органического происхождения, не прошедшего переработки метаморфизмом).

Возможность устойчивого существования углеводородов на больших глубинах в коре и верхней мантии можно считать доказанной [Бычинский и др., 2004, Чекалюк, 1986 и др.]. Римейк модели Э.Б. Чекалюка, проведенный в рамках иного метода расчета [Карпов и др., 1998], приводит к доказательству равновесного существования в условиях верхней мантии иных тяжелых углеводородов. Используемые в обоих случаях температуры на верхнемантийных глубинах существенно ниже реальных. Тем не менее, принципиально картина не меняется, тяжелые УВ в мантии могут устойчиво существовать, возможно, в несколько ином, чем получено при расчете, компонентном и групповом составе.

Принципиальная возможность образования УВ в мантии и информация о наличии какого-то их количества на соответствующих глубинах не означает доказательства мантийного происхождения всех или заметной части месторождений углеводородов. В литературе присутствуют различные точки зрения [Дмитриевский и др., 1997, 2002, Дмитриев и др., 2000, Краюшкин, 2000, 2007, Лукин, 1997, 2009, Sugisaki et al., 1994 и др.]. Иногда для диагностики генезиса УВ привлекаются сведения об изотопии углерода [Каменский и др., 1976, Лукин и др., 2004 и др.]. Авторам этот аргумент не кажется убедительным. В мантии (согласно Э.М. Галимову [Галимов, 1973]) присутствуют две разновидности углерода – концентрированный подвижный (газы, графит, алмаз) с $\delta^{13}C$ -0,7 и -1,8%, т.е. изотопией углистых хондритов (рис. 7.7) и рассеянный, не участвующий в образовании газов, поступающий в кору только с интрузиями, с $\delta^{13}C$ -2,2, т.е. с изотопией хондритов.

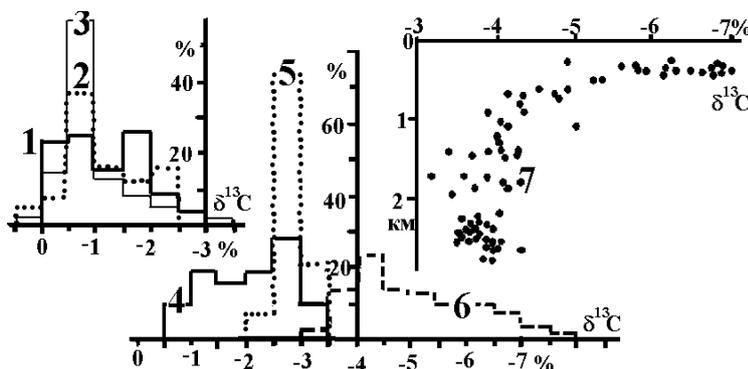


Рис. 7.7. Изотопия углерода различных образований [Галимов, 1973].

1 – углистые хондриты, 2 – алмазы, 3 – углекислый газ разного происхождения, 4 – коровый графит и рассеянный углерод интрузивных пород, 5 – нефть, 6 –

Если допустить неизменность $\delta^{13}\text{C}$ в процессе образования коровых объектов из мантийных, очевидно, что изотопия графита коры соответствует мантийному углероду в случае участия в его образовании всех разновидностей последнего. Нефть вполне может быть связана с коровым графитом или рассеянным углеродом мантии. Но изотопия газа (в том числе и попутного газа нефтяных месторождений) обнаруживает возможность резких изменений $\delta^{13}\text{C}$. Параметр существенно меняется и с глубиной залежи (рис. 7.7). Газ, сорбированный в каменных углях, обладает значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -1,5 до -7% [Галимов, 1973]. Метан, для которого достоверна абиогенная природа (образованный в кристаллических породах срединно-океанических хребтов - СОХ) имеет $\delta^{13}\text{C}$ -1,4% [Богданов и др., 2000]. По Э.М. Галимову существует «... возможность использования гетерогенного фракционирования изотопов углерода для изучения широкого круга геологических процессов. Но в то же время именно наличие тонких и многообразных изотопных эффектов в процессе формирования графитов заставляет предостеречь от излишне прямолинейных выводов о генезисе графита на основании измерений его изотопного состава.» [Галимов, 1973, с. 352-353]. Это в полной мере относится и к УВ. Считая известными процедуру и условия их образования (в том числе – наличие и относительную концентрацию попутных газов с известной изотопией С) и исходное вещество, можно пытаться предсказать результат фракционирования. Решение обратной задачи явно неоднозначно.

Поэтому предпочтительней использовать другие аргументы при выборе между кристаллической корой и мантией в качестве источника формирования значимых скоплений УВ. Следы углеводородов широко распространены в породах обоих интервалов глубин, но значимыми будем считать скопления с извлекаемыми ресурсами (30-40% от полных ресурсов) около 5-10 т у.т./м². Именно они пригодны для создания реальных месторождений нефти и газа.

Непосредственное содержание УВ в кристаллических породах Украинского щита незначительно, если данные, полученные вблизи поверхности [Краюшкин, 2007], распространить на всю кору, получим величины плотности ресурсов на 2-3 порядка меньше необходимых для создания месторождений. Но количество углерода в коре может оказаться весьма значительным. Для оценки параметра логично использовать данные геоэлектрики. Ею выявлены довольно обширные территории на западе щита и под осадочным слоем на Вольно-Подольской плите с интегральными величинами суммарной продольной проводимости в «гранитном» (глубже 4 км) и переходном слоях земной коры до 100-150 См (изредка – 200-300 См) [Логвинов и др., 2009]. В западной части УЩ показана их приуроченность к графитоносным районам [Гордиенко и др., 2005 и др.]. При построении моделей распределения удельного электрического сопротивления по глубине обнаруживаются слои значительной мощности (1-5 км) с величинами ρ около 100 Ом·м. Согласно оценкам, сделанным в гл. 5, это может отвечать содержанию графита около 1%. Обычные содержания рудных (в том числе – магнетита), обеспечивающие формирование известных региональных аномалий магнитного поля УЩ и ВПП, не превышают 10%. Этого недостаточно для возникновения заметных S.

Конечно, выявленные в коре аномалии электропроводности могут быть связаны не с графитом, а с флюидами, возникшими при современной активизации. В этом случае столь незначительные величины S могут свидетельствовать о поздней стадии процесса, когда слои частичного плавления в коре уже кристаллизовались. Однако размещение рассматриваемых проводников не согласуется с зонами современной активизации, выделенными по комплексу геолого-геофизических признаков.

По геологическим данным неясно, как глубоко и с какой концентрацией распространен графит под поверхностью в графитоносных районах [Яценко, 1998]. Знание величины S дает возможность найти интегральную характеристику в виде плотности ресурсов графита в коре: $F_c = H \cdot C \cdot \sigma$, где H – мощность слоя графитизации (в м), C – концентрация графита (порядка

0,01), σ - его плотность (около 2,1-2,3 т/м³). Если пренебречь небольшой величиной S пород, не содержащих графита, и ориентироваться на установленную выше среднюю величину ρ проводников порядка 100 Ом·м, то мощность слоя составит $H = 100S$. Тогда $F_c = 2,2S$ т/м², т.е. для $S = 50-150$ См $F_c = 110-330$ т/м². Это очень большие величины. Например, запасы угля Донбасса создают $F_c = 3-4$ т/м². Выявленного углерода при его соединении с водородом (и добавкой 25% массы), поступающим с больших глубин при активизации [Лукин, 1997 и др.], достаточно для создания 10-п·10 последовательно появляющихся и исчезающих (теряющих легкие составляющие и сохраняющих реститовые битумы [Лукин, 1997]) «поколений» месторождений углеводородов без участия осадочного чехла. Можно отметить, что за пределами указанных зон с повышенными S встречаются районы, где предполагаемые запасы корового углерода в несколько раз меньше, но не нулевые. Они также могут быть источниками УВ для месторождений, хотя и в меньшем количестве. В частности в центре ВПП в верхней и средней части коры распространен мощный слой с величиной S более 20 См, т.е. 40 т/м². В сделанных оценках не учитываются многие важные особенности процесса генерации и транспортировки, которые могут существенно сократить возможности рассматриваемой коровой толщи в создании месторождения УВ, не назван источник водорода (см. ниже). Но на достигнутом уровне изученности проблемы детализация представляется преждевременной.

Преимущественная перспективность пород верхней мантии как генератора УВ по имеющимся данным кажется сомнительной, несмотря на довольно широкое распространение такой точки зрения в последние годы.

1. Геоэлектрические данные не обнаруживают в мантии концентраций графита, сопоставимых с предполагаемыми в консолидированной коре. На территории Восточно-Европейской платформы вне зон СА величины ρ пород верхней мантии до глубин около 100 км составляют $n \cdot 100 - n \cdot 1000$ Ом·м [Semenov et al., 2008]. Конечно, проводящие объекты с параметрами, установленными для графитизированных зон коры, могут быть пропущены при глубинных геоэлектрических исследованиях. Но лучшей информации в настоящее время нет.

2. Сведения о составе ксенолитов мантийных пород позволяют оценить концентрации графита величиной на порядки ниже, чем в коровых образованиях. Предположение об участии карбонатитов в формировании УВ радикально не меняет ситуацию, необходимы специальные аргументы в пользу их появления в нужном интервале глубин в нужное время [Гордиенко и др., 2005 и др.] в нужной концентрации. Углерод карбонатитов изотопно тяжелый - $\delta^{13}C = -0,7\%$ [Галимов, 1973].

Информация о метеоритах, которые могут представлять первичное вещество для формирования мантии Земли [Соботович и др., 1982], позволяет оценить содержание С в углистых хондритах (около 5% общего количества метеоритов) в 2%. Учитывая содержание углерода в остальных метеоритах, получим среднюю концентрацию в исходном веществе 0,15%, но вынос в кору (где оказалась практически вся вода из углистых хондритов), сокращает эту величину в несколько раз.

3. Количество углеводородов в газах срединно-океанических хребтов (если считать их мантийными, что во многих случаях неверно [Богданов и др., 2000]) много меньше, чем необходимо для формирования месторождений УВ за первые сотни тыс. лет. Выделение в СОХ водорода в большей мере соответствует необходимому для формирования реальных месторождений УВ при условии дополнения его до метана коровым углеродом

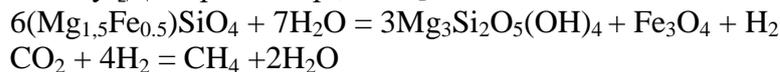
Количество теряемого поверхностью Земли водорода (восполняемого дегазацией недр планеты) составляет $2,5 \cdot 10^5$ т в год [Белов, 2003]. Если сопоставимая масса H_2 расходуется на образование УВ, то за 100-200 тыс. лет могут сформироваться месторождения, запасы которых сравнимы с известными.

В работе [Усенко, 2008 и др.] упоминается возможность замены водного флюида водородным при кристаллизации предварительно расплавленных пород. Такой процесс мог бы представлять интерес в качестве источника водорода для УВ над кровлей зоны

частичного плавления в коре или мантии. Но количественно этот источник H_2 трудно оценить. Кроме того, в работе [Кадик, 1999] аргументирована вероятность появления кислых флюидов при предшествующем плавлении. В работе [Галимов, 1973] упоминается, что «Углерод мантии, унаследованный от углистых хондритов, находясь в концентрированной форме в среде, богатой водородом, а также окислами железа, оказывается наиболее реакционноспособным и выносится в земную кору в виде газообразных соединений CO , CH_4 , CO_2 » [Галимов, 1973, с. 337]. Возможно, описанная ситуация могла сложиться в период аккреции, до переработки метеоритного вещества. В современной мантии она кажется маловероятной, здесь углерод представлен графитом и алмазом. Можно упомянуть об еще одном возможном источнике водорода в коре – радиоллизе поровой воды [Lin et al., 2005]. Проблема недостаточно изучена, но по имеющимся оценкам производительности источника он не может «составить конкуренцию» другим.

Способность консолидированной земной коры формировать месторождения УВ в период современной активизации можно связать с генерацией водорода при серпентинизации ультраосновных и основных пород. «Оливиновые породы редко встречаются в неизменном виде. Обыкновенно они более или менее серпентинизированы и часто целиком превращены в змевики – серпентиниты» [Заварицкий, 1961, с. 223]. «... при проведении глубокой скважины..., обнаружившей на глубине несерпентинизированный дунит, в дуните была встречена полость, содержащая сильно сжатый газ – водород» [Заварицкий, 1961, с.226].

Возможными представляются такие реакции оливина с водным флюидом, содержащим углекислоту [Дмитриев и др., 2000]:



Серпентинизация может охватывать и ромбические пироксены перидотита, ей подвержены и габброиды, но в последнем случае выход водорода быстро сокращается с температурой. Это соображение не может быть препятствием для образования водорода в коре зоны современной активизации, где T на глубине 30-40 км достигает $700-1000^{\circ}C$ (рис. 7.6). Серпентинизация не связана с поверхностным выветриванием, при нем образуются другие окисленные формы. Для ее протекания необходимы высокие температуры и давления. Процесс считается эпимагматическим, т.е. флюиды, необходимые для серпентинизации, поступают из расплава, образующего интрузию [Заварицкий, 1961]. На дне океана предполагается существенная роль морской воды, глубоко проникающей в перегретые породы вокруг магматического очага в недрах СОХ [Дмитриев и др., 2000]. Впрочем, такой точке зрения противоречит избыточная соленость вод «курильщиков» [Богданов и др., 2000]. Такие же очаги в средней и нижней части коры (на глубинах 20-40 км), сложенной преимущественно основными и ультраосновными породами, формируются на геологически краткое время в период современной активизации.

По оценке из работы [Дмитриев и др., 2000] при переработке части минералов слоя гарцбургита мощностью 1 км и соотношении вода:порода 2:1 образуется $5 \cdot 10^5$ т H_2 и $2,5 \cdot 10^5$ т CH_4 . При реакции H_2 с коровым углеродом получим (учитывая уже имеющийся метан) ~ 6 тыс. m^3/m^2 метана, т.е. $7,5$ т у.т./ m^2 . Образуются извлекаемые запасы $\sim 2,8$ т у.т./ m^2 над каждой единицей площади серпентинизированного массива. Более полная переработка породы или вовлечение в процесс слоя мощностью в несколько км, концентрация метана на части территории могут обеспечить формирование реальных месторождений с плотностью извлекаемых запасов $\sim 5-10$ т у.т./ m^2 .

Необходимо отметить, что далеко не все УВ СОХ можно считать abiогенными. По данным из работы [Богданов и др., 2000] в их гидротермальных системах с осадками (бассейн Гуаймас, Срединная долина северной части хребта Хуан-де-Фука, трог Эсканаба, хребет Горда) образование УВ – результат термолиза органики. Таких углеводородов вполне достаточно для создания толщ, содержащих газогидраты в верхних частях осадочных разрезов дна морей. Ресурсы такого типа иногда оцениваются слишком высоко. Для

Охотского моря, где условия благоприятны и имеется довольно подробная информация о возможной толщине залежи и составе газа, плотность ресурсов составляет $0,025 \text{ т у.т./м}^2$ [Веселов и др., 2006]. Даже не переходя к извлекаемым ресурсам (сейчас такой расчет не может быть технически мотивирован) и предполагая под слоем газогидратов сопоставимое количество газообразных УВ, следует оценить эти ресурсы как не пригодные для создания месторождений. Конечно, из сказанного не следует обязательное отсутствия месторождений УВ в коре как под газогидратами так и в районах без них.

По данным для центральной части УЩ на современном эрозионном срезе встречаются преимущественно серпентинизированные гипербазиты мощностью $0,1-3 \text{ км}$ [Ультрабазитовые..., 1979]. С глубиной их количество должно увеличиваться. Некоторые массивы содержат графит. Таким образом, гипотеза корового происхождения УВ представляется реальной. Проблемой, для анализа которой необходимы дополнительные исследования, остается темп рассмотренных процессов генерации водорода и синтеза углеводородов в реальных условиях активизированной коры. Некоторым аргументом в пользу достаточного темпа генерации водорода могут служить данные работы [Welhan et al., 1979] о том, что в рифтовых долинах СОХ за год возникает $1,3 \cdot 10^9 \text{ м}^3 \text{ H}_2$, $0,16 \cdot 10^9 \text{ м}^3 \text{ CH}_4$. Если отнести эти количества к сравнительно небольшим площадям гидротермальных полей, синхронно существующих на осях СОХ в течение 10^{3-6} лет [Краюшкин, 2008], то темп можно признать (на уровне имеющейся информации) достаточным.

Экспериментальные работы по получению водорода при серпентинизации основных и ультраосновных пород проведены для давлений, отвечающих глубинам $5-20 \text{ км}$ и $25-400^\circ\text{C}$ [Дмитриев и др., 2000]. Для природного процесса в коре СОХ (термальное поле Рейнбоу) установлена близкая минимальная глубина и диапазон $T \ 350-500^\circ\text{C}$ [Barriga et al., 1997]. Возможно, что образование метана из H_2 и CO_2 происходит в ограниченном диапазоне условий, так как отмечены случаи, когда при отсутствии другого источника углерода УВ не возникают.

Этим можно объяснить, в частности, различия газового режима ДДВ и Донбасса. В недрах обоих регионов идет процесс современной активизации, следовательно, из нижней части коры должен выделяться водород. В северо-западной части ДДВ признаки активизации отсутствуют (или проявлены слабо) и значимых месторождений УВ нет. Установить графитоносность консолидированной коры ДДВ по геоэлектрическим данным не представляется возможным [Гордиенко и др., 2006 и др.], но на территории впадины представлена довольно мощная толща рифея, часть которой может служить источником углерода [Лукин, 1997]. Месторождения УВ здесь известны. На территории Донбасса за пределами распространения угленосных толщ (Нагольный кряж и др.) фанерозойские и предположительно рифейские первично-осадочные породы, образующие толщу суммарной мощностью 20 км , по геологическим данным не содержат значительного количества углерода, месторождения УВ отсутствуют. Они появляются только на периферии бассейна и Приазовского массива, где кроме зон активизации в коре можно предположить наличие графита. «В центральных частях Донбасса (Нагольный кряж) в составе водорастворенных газов резко преобладает углекислый газ и водород, а углеводороды отсутствуют.» [Лукин, 2004, с.54].

Подобные аномальные потоки глубинного водорода встречены в нескольких районах Восточно-Европейской платформы [Ларин и др., 2008]. По-видимому, они не являются редкостью.

Изучение гидротермальных потоков с водородом и метаном, приуроченных к СОХ, показывает не только перспективность рассмотренного механизма для образования месторождений УВ, но и выявляет сложность и ограниченность процесса. В частности, необходимым представляется [Базылев, 2000] предварительный метаморфизм пород, содержащих оливин, при температурах выше T собственно серпентинизации ($>600^\circ\text{C}$). В этих условиях формируется пылевидная вкрапленность аваруита (самородного сплава с примерным составом Ni_3Fe , часто встречающегося аксессуарного минерала в

серпентинизированных офиолитах). Наличие таких метаморфических образований в фундаменте СОХ представляется вполне реальным (рис. 7.8).

Предварительный метаморфизм испытали и породы континентальной коры, примером РТ-условий таких процессов могут служить данные по УЩ (рис. 7.9).

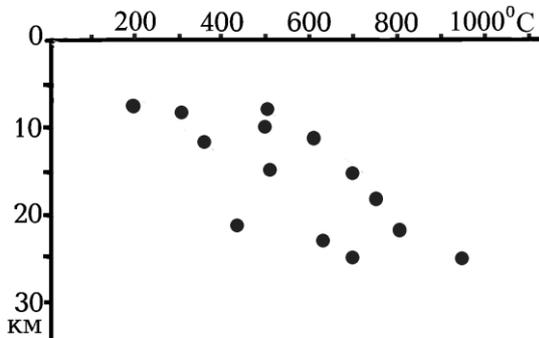
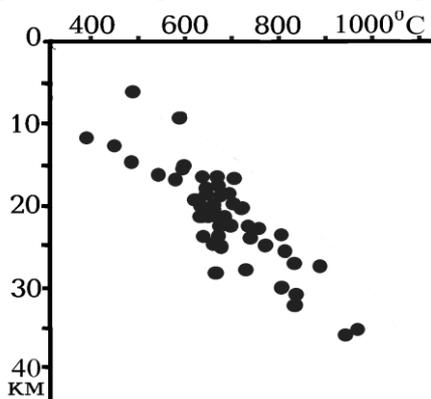


Рис. 7.8. Условия метаморфизма пород фундамента Срединно-Атлантического хребта [Прогрещицкий и др., 2002].

При воздействии горячего флюида на метаморфизованную породу низов коры СОХ фугитивность кислорода в ходе серпентинизации буферизуется аваруитом, а углекислоты - кристаллизующимся кальцитом и доломитом. В результате флюид резко обогащался H_2 и CH_4 .

Такой же процесс предполагается в континентальных оливин-содержащих породах (как правило, под влиянием флюидов с гораздо меньшей температурой – вплоть до 100-200⁰С). Восходящий над серпентинизированными породами поток восстановленных горячих флюидов переносит выше микроскопические частицы металлов, сульфидов и карбонатов –



сложный комплекс, совершенно чужеродный по составу породам, в которых формируется залежь УВ.

Рис. 7.9. Условия метаморфизма пород Украинского щита (данные разных авторов, собранные в [Гордиенко и др., 2005]).

Реально площадь выходов серпентинизированных пород фундамента Срединно-Атлантического хребта на поверхность дна на порядок больше площади гидротермальных полей с высокими концентрациями

водорода и метана [Базылев, 2000]. Возможно, временные рамки процесса достаточно ограничены.

Необходимо упомянуть и процедуру транспортировки и накопления УВ, представления о которых довольно разнообразны [Галимов, 1973, Гордиенко и др., 2006, Лопатников, 1999, Лукин, 1997 и др.]. Возможность очень быстрого перемещения флюида в активизированной среде (аномального временного роста проницаемости трещиноватых зон) уже достаточно хорошо обоснована геотермическими данными (см. выше). Из рассмотренного механизма форма транспортировки углеводородов, обеспечивающая их накопление в месторождениях, не очевидна. Содержание нафтеновых кислот и фенолов в водах артезианских бассейнов без нефти (2 и 1 мг/л соответственно) принципиально не отличается от такового в водах нефтяных месторождений (3,5±3 и 2±1,5 мг/л) [Швец, 1971]. Поскольку месторождения неповсеместны, приходится констатировать невозможность накопления УВ, переносимых в растворенном виде водами. Это подтверждают и расчеты, основанные на растворимости их в реальных РТ-условиях недр.

Ориентируясь на данные рис. 7.5, можно утверждать, что влияние спада Р и Т при подъеме флюида может обусловить потерю легких УВ. Тяжелые могут «застевать» в мелких порах и также накапливаться в породах осадочной толщи в рассеянном состоянии в виде мельчайших капель и частиц [Галимов, 1973]. Этот углеводородный фон не создает месторождений, для их образования необходима очень быстрая мобилизация УВ и перенос в концентрированном виде в коллектор. Необходимым условием представляется «встряхивание» среды, «... сейсмический фактор следует рассматривать не как

способствующий, а как определяющий саму возможность процесса миграции и аккумуляции углеводородов.» «... транспортирующая роль газа, возможно, состоит не в образовании газового раствора, а в механизме наподобие флотации.» [Галимов, 1973, с.141-142].

Сейсмичность (прежде всего - широко распространенные слабые землетрясения) характерна именно для зон современной активизации, в частности – Карпатского региона (рис. 1.11).

Рассмотренная схема образования УВ и формирования их месторождений отчасти гипотетична, но обладает согласованностью элементов в рамках представлений АПГ и позволяет наметить геолого-геофизические признаки, присущие нефтегазоносным регионам.

Прогнозные признаки нефтегазоносности. Следует сразу же отметить, что признаки современной активизации, необходимой для образования УВ, не указывают однозначно на наличие месторождений в зоне СА. Рассмотренный выше механизм возникновения нефтегазоносности показывает, что углеводороды при отсутствии соответствующих условий могут не возникать в глубинном очаге или не накапливаться в приповерхностных ловушках. Поэтому рассматриваемые ниже критерии не заменяют обычно используемые поисковые признаки нефтегазоносности, а дополняют их.

Естественно рассматривать особенности, которые могут быть сопоставлены с экспериментально установленными данными. Последние лучше всего представлены на территории ДДВ, в Карпатском регионе возможности их изучения ограничены, но все же некоторые стороны процесса можно проанализировать (см. ниже).

1. Перегрев верхних горизонтов мантии и земной коры. В мантии температурная аномалия (отличие от платформенного распределения T) достигает $400-600^{\circ}\text{C}$ в центре зоны, средняя по всему активизированному объему величина аномалии – в 1,5-2 раза меньше. В нижней и средней коре вскоре после вторжения мантийных выплавов температура превышает солидус пород амфиболитовой фации в средней коре (600°C) и может приближаться к солидусу пород гранулитовой фации в нижней коре ($900-1000^{\circ}\text{C}$), создавая возмущения интенсивностью $200-400^{\circ}\text{C}$.

2. Аномалии ТП. Как показывают специальные расчеты, в принципе они не обязательно должны существовать в виде значительных по площади возмущений, доступных для фиксации при обычной неравномерной и редкой сети определений ТП. При достаточно молодом возрасте мантийных (первые миллионы лет) и коровых (в сотни тысяч лет) источников тепла их влияние еще не достигает приповерхностной зоны, где определяется геотермический градиент и тепловой поток. Прогрев охватывает только ближайшие окрестности проницаемых зон разломов, по которым поднимается глубинный флюид (см. гл. 3).

3. Аномальная изотопия гелия подземных вод. Как и возмущения ТП они не обязательно должны выявляться на доступных глубинах в настоящее время (см. гл. 1).

4. Поднятия поверхности в последние миллионы лет. Сделанная выше весьма приближенная оценка указывает на возможность поднятия с амплитудой 100-200 м. Основной источник поднятий – перегрев верхних горизонтов мантии – обладает большой мощностью и расположен на глубине, сопоставимой с линейными размерами зоны СА. Поэтому следует ожидать меньшей амплитуды поднятий на большей территории, чем занимаемая источником.

5. Оживление разломов. Перемещения по разломам на границах зон СА и внутри них неизбежны. Но и здесь можно высказать соображения, сходные с приведенными по отношению к поднятиям поверхности. «Оживление» части древнего разлома с большой степенью вероятности приведет к перемещению на его продолжении вне зоны, т.е. этот признак активизации будет зафиксирован на слишком большой территории.

6. Землетрясения. Источником напряжений, разрешающихся в форме землетрясений, могут быть различные элементы процесса современной активизации в коре и верхней

мантии. Приуроченность местной сейсмичности к зонам СА кажется весьма вероятной, но это явление может быть представлено событиями замечено разной глубинности, локальными во времени и не попадать в период наблюдений.

7. Зоны АВПД. Их возникновение неизбежно при вторжении перегретых высоконапорных флюидов в залежь УВ. Реальная проницаемость вмещающих пород не позволяет высоким давлениям сохраняться длительное время. Речь идет о временных отрезках совсем не геологического характера – сотнях и тысячах лет. Поэтому существование в настоящее время зон АВПД на многих месторождениях указывает на их продолжающуюся подпитку флюидами, на незавершенность процесса формирования залежи.

8. Зоны гидрохимической инверсии и микрочастицы. Химический состав вещества, растворенного в глубинных флюидах, даже в случае их частичного смешивания с подземными водами поверхностного происхождения должен существенно отличаться от состава соединений, растворенных в последних. В случае нефтегазоносных регионов Украины это означает прежде всего замену хлор-натриевых вод (соль распространена в осадочном слое ДДВ, Предкарпатского и Закарпатского прогибов, на части Скифской плиты) карбонатными (в источнике флюидов они контактируют с кальцитом, образование которого буферизует CO_2) и появление множества более тонких особенностей состава растворенных солей.

В восстановленном флюиде, переносящем водород и метан от кровли серпентинизируемых основно-ультраосновных пород средней и нижней частей коры к интервалу глубин, где с использованием графита кристаллической коры или углерода осадков завершается формирование УВ, и выше – к залежам месторождений, должны присутствовать следы весьма сложной процедуры его образования. Их можно оценить по имеющимся данным о породах и процессах на гидротермальных полях СОХ и массивах основных-ультраосновных пород континентов (которые часто необоснованно все подряд именуют офиолитами).

В серпентинитах, через которые проходит флюид, присутствует остаточный аваруит, состав которого иллюстрируют данные табл. 7.4. Размеры включений составляют до 3-20 мкм. Представлены и включения пентландита и хизлевудита – 5 мкм, шпинели – табл. 7.4 [Базылев, 2000]. Микропрорастаниями представлена и часть кальцита и доломита в серпентине. В основно-ультраосновных комплексах континентов «... около 15% сульфидов находится в зернах размером менее 2-5 мкм, представляя нано- и микрочастицы...» [Раскаев и др., 2009, с.635]. Отчасти мелкими зернами представлен хромит (с примесями Al и Mg, реже Mn, Ti, V), Pt (и платиноиды), Au, SnO_2 , TiO. Касситерит включает вкрапленность Ti, Nb, Ta, Fe, Cr, V, W размером 1-100 мкм. При метаморфизме пироксенов (баститизации) из породы выносятся хром и алюминий.

Таблица 7.4. Содержания элементов в некоторых рудных минералах серпентинитов СОХ [Базылев, 2000]

Элемент	Содержание, %			Элемент	Содержание, %
	Аваруит	Пентландит, хизлевудит	Шпинель		
S	0,12	33,39		O	19
Ni	74	44,22		Ti	0,3
Fe	24	20,39	29	Al	6
Cu	1	0,07		Mn	1
Co	0,7	1,47		Mg	4,5
Zn	0,04	0,01	0,2	Cr	35
Pb	0,04	0,02		V	0,1

Вопрос в том, как далеко все эти микро- и наночастицы способен перенести рассматриваемый флюид, достигнут ли они месторождений УВ. Вероятен положительный ответ, т.к. можно считать доказанным, что позднедокембрийские микрофоссилии размером 1-100 мкм [Асеева, 1976] переносятся им в ДДВ в верхний палеозой – на расстояния до 5-10 км [Лукин, 1997].

Поэтому кроме сложного состава солей, растворенных в глубинном флюиде, можно ожидать и накопления в коллекторе (месте остановки или резкого замедления восходящего потока флюида) отложений, обогащенных весьма разнообразными и нехарактерными для вмещающих пород микрочастицами.

9. Аномалии скорости сейсмических волн. Эти возмущения связаны как с перегревом, так и с изменением состава и минералогии пород коры и верхней мантии. Перегрев и базификация коры создают сложную картину отрицательных и положительных аномалий скорости, наложенную на скоростной разрез региона, предшествующая геологическая история которого также могла сформировать заметные отличия скорости от фоновой. В результате выделение возмущений, относящихся именно к современной активизации, трудно провести на достоверном уровне [Гордиенко и др., 2005, 2006].

Отрицательная скоростная аномалия в верхней мантии должна быть заметна начиная от раздела М до 150 км (рис. 7.6), ее интенсивность (для продольных волн) в максимуме может достигать 0,3 км/с. Но и в этом интервале глубин вероятно появление положительных возмущений скорости, связанных с погружающимися в мантию блоками эклогитизированных коровых пород. Данные ксенолитов из кимберлитов СП показывают, что такие породы могут сохранять минеральный состав (и, соответственно, аномальные свойства) долгое время [Уханов и др., 1988]. И все же можно ожидать, что в зонах СА на платформах наиболее распространены эклогиты, лишь незначительно опустившиеся под раздел М [Гонтовая и др., 2009]. Их наличие должно полностью компенсировать отрицательную аномалию тепловой природы. Таким образом, в подкоровой мантии можно прогнозировать отрицательную аномалию скорости с максимумом около 0,1-0,2 км/с на глубине 90-100 км.

10. Сокращение глубины раздела М. Схема глубинного процесса современной активизации не включает сокращение мощности коры в качестве обязательного элемента. В этом смысле нельзя считать предположение о подъеме раздела М прогнозным признаком СА (и области, перспективной на месторождения УВ) тем более, что даже экспериментально фиксируемое изменение мощности коры может быть обусловлено иной причиной. Тем не менее, сравнение высказанного предположения с известными данными ГСЗ представляет интерес, так как многие особенности тепломассопереноса при СА нуждаются в уточнении. Достоверная схема незавершенного процесса создается с привлечением всех пригодных для этого данных.

11. «Мантийная» гравитационная аномалия. Тепловое разуплотнение верхних горизонтов мантии в процессе СА не вызывает сомнений. Расчет показывает, что при обычных размерах зоны интенсивность отвечающей ему гравитационной аномалии достигает величины незначительно больше 20 мГл, на границе зоны опускается до 20 мГл. Это возмущение не просто выделить на фоне, точность вычисления которого определяется погрешностью скоростного разреза коры и обоснованностью представлений о связи скорости сейсмических волн и плотности пород.

Прогноз аномалии должен также учитывать наличие зон разуплотнения в коре. Последние могут и не отражаться в скоростях, так как представлены сравнительно тонкими вертикальными объектами – проницаемыми каналами разломов, по которым поднимаются глубинные флюиды. Способ вычисления мантийной гравитационной аномалии, сводящийся к определению гравитационной эффекта коры и нормальной мантии и вычитанию его из наблюдаемого поля, приводит к тому, что влияние проницаемых зон разломов попадает в мантийный эффект, хотя источники располагаются в коре. Расчет показал, что

непосредственно над разломом отрицательная гравитационная аномалия может достигать 5 мГл.

12. Аномалии проводимости. Описанные выше перегрев и частичное плавление пород коры и верхней мантии в зонах СА должны проявляться в объектах высокой электропроводности. Собственно расплав не обладает особенно низким удельным электрическим сопротивлением, оно находится на уровне 0,7 Ом·м. При содержании магмы на уровне примерно 2% [Гонтовая и др., 2007] ρ сокращается до 50 Ом·м, суммарная продольная проводимость объекта мощностью 10-50 км – 200-1000 См. Содержание в расплаве флюида (которое может достигать 50%) увеличивает S в несколько раз. Однако более вероятной представляется миграция флюида в пространство над зоной частичного плавления. В мантийном объекте флюид в значительной мере уходит с магмой, вторгающейся в кору и способствует быстрой эклогитизации пород.

В коре на роль источника флюидов при прогреве и частичном плавлении в реальных породах “гранитного” и переходного слоев консолидированной коры претендует, прежде всего, биотит. Его содержание в гранитах до 5%, во многих гнейсах - до 15%, структурной воды этот минерал содержит $n\%$ по объему. Большую часть (около 60%) ее биотит отдает при 600-700⁰С, т.е. при его переходе в менее водосодержащие и безводные минералы образовавшиеся поры будут заполнены флюидом. Трещиноватость не обязательно ведет к появлению заметного порового пространства. Но при переходе биотита через амфиболы к пироксенам (переход амфибол - пироксен тоже связан с выделением воды) плотность растет примерно на 3%, что должно обеспечить сопоставимый поровый объем. Таким образом, в среде появляется $n \cdot 0,1\%$ включений с низким сопротивлением (ρ магматического флюида можно оценить как 0,04 Ом·м) [Гордиенко, 2001]. У.э.с. среды достигает $n \cdot 1-10$ Ом·м. При мощности объекта в 10-15 км получим величину S до первых тысяч См. Вероятно, связность имеющихся в породах включений графита и рудных (в фоновых количествах) при этом не увеличивается, во всяком случае, они заметно не влияют на падение удельного сопротивления.

На фоне рассмотренного проводника слой собственно расплава в коре (если он сохранился к настоящему времени) вносит незначительный вклад в суммарную величину S коры. Под флюидным объектом в средней части коры зачастую невозможно достоверно выделить и мантийную зону частичного плавления.

Сопоставление прогнозных и экспериментальных данных. Рассмотрим, насколько прогнозные признаки нефтегазоносности, связанные с СА, совпадают с известными геолого-геофизическими данными по Карпатскому региону.

1. Присутствие тепловых аномалий в коре и верхней мантии Закарпатья не вызывает сомнений (рис. 7.5). В аномалиях ТП Предкарпатского прогиба измеренные в глубоких скважинах температуры ниже, чем в Закарпатье, но с учетом понижения фона степень перегрева верхних нескольких километров коры вполне сопоставима с имеющейся в Закарпатье (рис. 7.10).

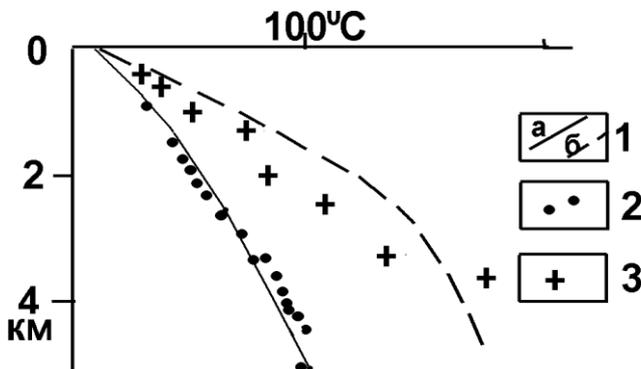


Рис. 7.10. Расчетные и наблюдаемые температуры в Предкарпатском прогибе.

1 – расчетные (а – для фонового ТП 43 мВт/м², б – для центра термоаномалии у флюидопроводящего разлома), 2, 3 – наблюдаемые (2 – в районах фонового ТП, 3 – максимальные).

2. Аномалии ТП распространены во всех частях региона. Это видно на рис. 3.2 и 3.3, из которых следует, что, в отличие от локальных аномалий ДДВ [Гордиенко и др., 2006 и др.], приуроченных почти исключительно к разломам, по которым поднимаются глубинные флюиды, здесь

представлены и существенно более крупные по территории возмущения сопоставимой интенсивности. Вероятно, некоторые параметры тепломассопереноса в процессе современной активизации в этих регионах различны.

3. Изотопное отношение гелия подземных вод определялось во многих пунктах Украинских Карпат [Гордиенко и др., 2001]. Фиксируются аномалии различной интенсивности, свидетельствующие о попадании в приповерхностные флюиды мантийного гелия. Впрочем, картина не кажется совсем однозначной: в Карпатах и Закарпатье аномалии местами очень интенсивны (рис. 1.12), но в Предкарпатском прогибе, где сосредоточены основные запасы УВ региона, аномалии изотопии гелия отсутствуют.

В целом можно считать, что прогнозный изотопно-гелиевый критерий нефтегазоносности оправдывается, но его применение существенно ограничено редкой и неравномерной сетью определений $^3\text{He}/^4\text{He}$.

4. Поднятия поверхности, произошедшие за последние примерно 5 млн. лет, приведены на рис. 1.9. Представленная картина поднятий в общем не противоречит сделанному выше прогнозу.

5,6. Перемещения по разломам в период современной активизации отмечены практически по всей территории Украины. Это не удивительно, так как зон много, а движения по разломам могут, по-видимому, распространяться за их пределы. В Карпатском регионе такие перемещения, сопровождаемые землетрясениями с небольшой глубиной гипоцентров, широко распространены (рис. 1.11). Но они обнаруживаются и в зонах СА без месторождений УВ.

7,8. Зоны аномально высоких пластовых давлений распространены в Предкарпатском прогибе, особенно в северной его части. Для Складчатых Карпат такой информации нет, пластовые давления определены только в небольшом количестве скважин Закарпатья. Аномалии здесь отсутствуют [Атлас..., 1998]. Распространенность зон гидрохимической инверсии примерно такая же, как АВПД (рис. 7.11), они встречены в Предкарпатском прогибе. Явление инверсии – четкое указание на глубинное происхождение флюидов, переносящих УВ [Лукин, 1997, 2004, Лукин и др., 2004]. Отличия химизма глубинных флюидов от связанных с вышележащей частью разреза в общем соответствует прогнозному.

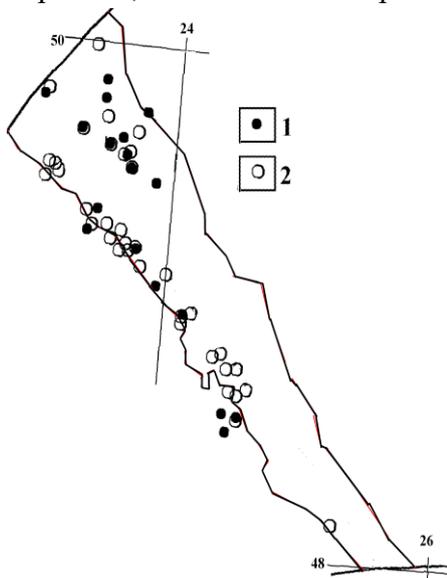


Рис. 7.11. Пункты обнаружения зон гидрохимической инверсии (1) и АВПД (2) в Предкарпатском прогибе.

В зоне Кросно фиксируется «... надходження з глибини вуглекисло-гідрокарбонатних розчинів...» [Шумлянський та ін., 2008, с. 100]. К ней приурочены и многочисленные проявления УВ позднеплиоценового возраста. Не исключено, что это следы уже разрушенной нефтегазоносной области.

Сложный комплекс микро- и наночастиц металлов, их окислов, сульфидов и карбонатов, формирующийся при возникновении восстановленного флюида в процессе серпентинизации предварительно метаморфизованных основных и ультраосновных пород, обнаружен в последнее время в залежах УВ разных регионов [Лукин, 2009], но в Карпатском не изучен. Соотношения их концентраций, наблюдаемое, в частности, в ДДВ преимущественно в темном пелитовом веществе [Лукин, 1997, 2006], не может быть спрогнозировано, так как не изучены начальные пропорции (непосредственно после захвата частиц флюидом), изменения при транспортировке (размеры частиц различаются до двух порядков, по пути состав флюида меняется вследствие преобразования водорода в УВ) и

осаждении. Дополнительная сложность связана с тем, что лучше изучены преобразования океанических пород в соответствующих условиях (большого количества воды), а для изучения реальных месторождений УВ необходимо знать их для континентальных пород. «Различие в режимах метаморфизма океанических и офиолитовых (в широком смысле термина...) перидотитов проявлено также и в том, что некоторые минеральные ассоциации, обычные в офиолитовых перидотитах и развивающиеся при низких отношениях вода/порода, такие как брусит + серпентин, антигорит + оливин, кальцит + серпентин, доломит + серпентин, диопсид + серпентин, в океанических перидотитах либо не известны, либо проявлены очень ограниченно.» [Базылев, 2000]. Можно констатировать только совпадение общего характера состава прогнозируемых и наблюдаемых включений (в частности, распространенность самородного железа и никеля), но и это представляется существенным аргументом в пользу принятой гипотезы образования флюида.

9. Имеющаяся информация о распределении скоростей сейсмических волн в коре Карпатского региона недостаточно детально, но в целом соответствует прогнозу (см. гл. 4). Аномалии пониженной скорости представлены в коре Закарпатья на глубинах 20-27 км, в других частях региона их в «чистом виде» выделить не удастся. В верхних горизонтах мантии отрицательная аномалия прогнозируемой интенсивности кажется весьма вероятной.

10. Мощность земной коры существенно сокращена в Закарпатском прогибе, скорее всего, именно в период современной активизации. Для Складчатых Карпат и Предкарпатского прогиба (по крайней мере – для его части) этого сказать нельзя. Глубина раздела М в этих частях региона увеличена по сравнению с нормальной на предыдущем этапе развития (см. гл. 4).

11. Мантийную гравитационную аномалию, связанную именно с СА, в Карпатском регионе выделить сложно. Здесь (см. гл. 6) установлено мощное отрицательное возмущение гравитационного поля (включая и территорию Предкарпатского прогиба), но оно в основном связано с тепловыми мантийными эффектами в тектоносфере альпийской геосинклинали. Попытка рассмотреть мантийное возмущение, связанное с СА прогиба удастся лишь частично (рис. 6.10), в северной части аномалию выявить нельзя. Все же в прогибе очевидно наличие возмущения, по интенсивности характерного, в частности, для восточной нефтегазоносной провинции Украины [Гордиенко и др., 2006].

12. Принятая модель процесса образования месторождений УВ позволяет прогнозировать две аномалии электропроводности - в коре и верхней мантии. Они установлены в частях Предкарпатского прогиба - на 20-30 и 50-70 и на 10-20 и 50-100 км, в Складчатых Карпатах и Закарпатском прогибе мантийный проводник выявлен, но сведения о его параметрах противоречивы, коровый проводник располагается в интервале глубин примерно 10-20 км. Такая информация в общем не противоречит прогнозу, но недостаточно детально (см. гл. 5).

Вариации нефтегазоносности и аномалий физических полей. Эта проблема детально рассмотрена на примере ДДВ, в Карпатском регионе (практически - в Предкарпатском прогибе, где только и встречена значимая нефтегазоносность) такая корреляция может быть проведена только после выполнения достаточно детальных геоэлектрических исследований по продольному (по отношению к прогибу) профилю. Но и после этого возможны осложнения. Как видно на рис. 1.11, система разломов, которые активизированы в последние 3 млн. лет и могут служить подводящими каналами для формирования месторождений, довольно сложна. На небольшом пространстве располагается доминирующий продольный разлом, поперечные, широтные и меридиональные.

Нефтегазоносность (F) вычислялась в виде суммы запасов (в т. у.т.) на единицу площади. Ее изменчивость устанавливалась как вариации этой величины, определенной для поперечных и продольных по отношению к прогибу полос шириной 25 и примерно 12,5 км соответственно. Значения F (как и сравниваемых с нею параметров – см. ниже) отнесены к центрам полос. На рис. 7.12 нефтегазоносность сопоставлена с сейсмичностью (количеством землетрясений в пределах поперечных и продольных полос).

Корреляция параметров возможна только на определенной стадии формирования месторождений (см. выше). Поэтому не удивительно, что при наличии некоторых соответствий вариаций F и плотности эпицентров встречаются и противоречия. Особенно наглядны они на поперечном профиле через весь Карпатский регион (рис. 7.12 В), где один из максимумов концентрации эпицентров отвечает территории с незначительной нефтегазоносностью. Впрочем, следует отметить, что изученность нефтегазоносности Складчатых Карпат еще незначительна, но здесь известны многочисленные проявления нефти, газа и твердых битумов [Шумлянський та ін., 2008 и др..]

На продольном профиле достигнуто неплохое соответствие вариаций величины F и гравитационной мантийной аномалии (рис. 7.13). Примерно то же можно сказать о корреляции ТП и F , хотя в этом случае соответствие параметров не столь определено. С данными геоэлектрики наблюдается скорее антикорреляция, что, скорее всего, - случайность. Дело в том, что целенаправленное исследование прогиба (по продольному профилю) отсутствует, а наблюдаемые максимумы связаны с попаданием в зону нефтегазоносности КраЭ, природа источника которой в значительной мере может не иметь отношения к образованию месторождений углеводородов (см. гл. 5). Хотя не вызывает сомнений необходимость и далее изучать саму аномалию и ее происхождение (а также нефтегазоносность Складчатых Карпат). Не исключено, что дополнительные данные позволят пересмотреть мнение об отсутствии связи аномалии и нефтегазоносности.

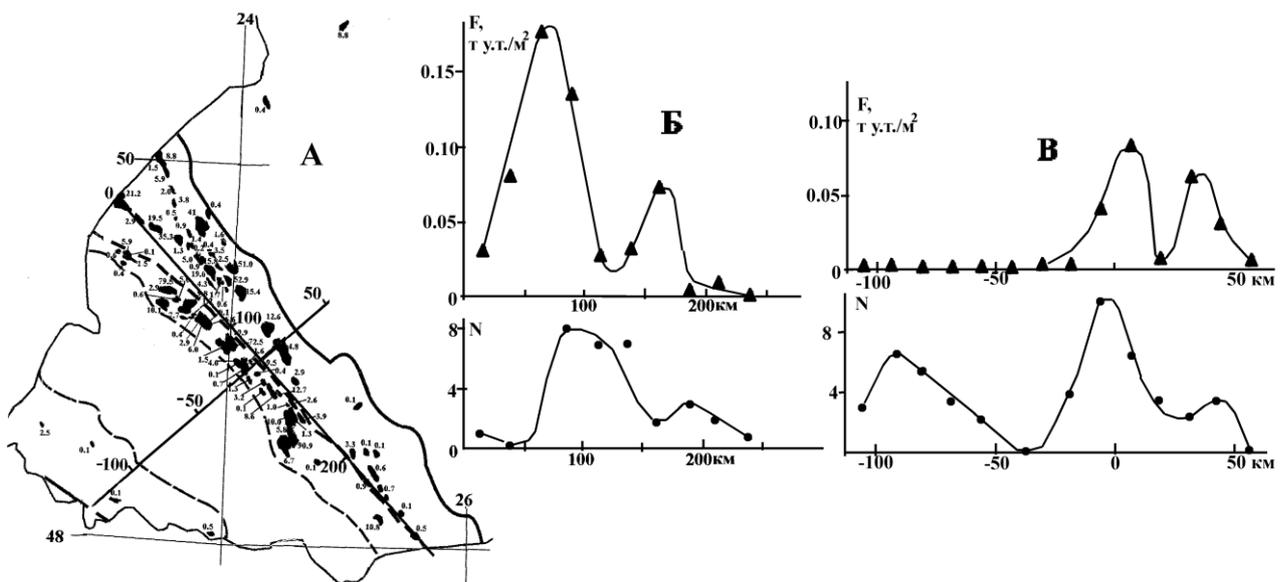


Рис. 7.12. А - Нефтегазоносность Карпатского региона (месторождения УВ и их запасы в млн. т у.т. по [Атлас..., 1998]. Б – Вариации F и плотности эпицентров землетрясений по продольному (Б) профилю в Предкарпатском прогибе и прилегающей части Складчатых Карпат и поперечному (В) профилю в Карпатском регионе (N – число событий в пределах поперечной полосы шириной 25 и примерно 12,5 км соответственно).

Геоэнергетический потенциал Украинских Карпат огромен. Проведенные оценки ресурсов земного тепла обнаруживают максимальную в пределах Украины перспективность Складчатых Карпат и, прежде всего, Закарпатья в смысле его использования. Особенно важной представляется в этом рекреационном регионе экологическая чистота геоэнергетики.

Анализ условий формирования гидротермальных рудных месторождений региона не привел к принципиально новым результатам. Скорее его следствием является демонстрация типичности схемы процесса независимо от его возраста. Некоторым новшеством можно

считать привлечение внимания к сопутствующим (опережающим?) явлениям солеобразования (выноса хлора мантийными флюидами).

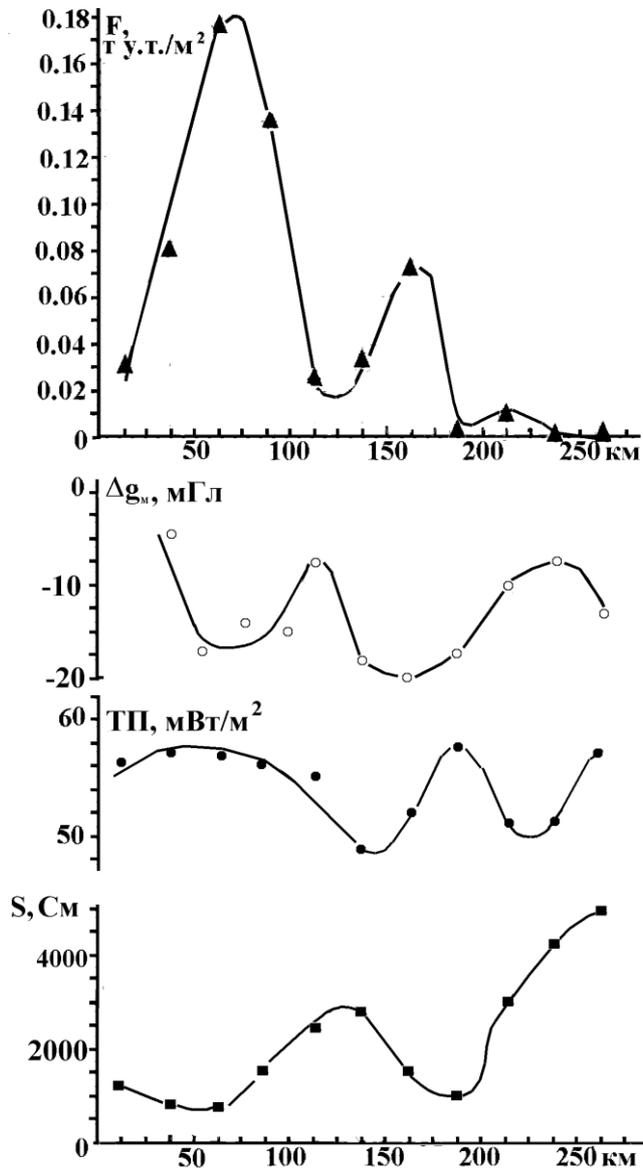


Рис. 7.13. Сравнение вариаций нефтегазоносности (F) Предкарпатского прогиба и окраины Складчатых Карпат с изменениями мантийной гравитационной аномалии (Δg_m), значений глубинного теплового потока и суммарной продольной проводимости пород на глубине около 10 км (S) (см. гл. 5) по продольному профилю.

Некоторые новые элементы появились в приведенной в работе авторской концепции образования месторождений углеводородов. В сформулированном виде она согласуется с многими геологическими и геофизическими фактами и позволяет поставить целый ряд задач, проясняющих важные стороны генезиса месторождений УВ на основе данных, уже имеющихся в нефтегазоносных регионах или поставляемых известными методами.

Заключение

Проведенное изучение глубинных процессов в тектоносфере Украинских Карпат и анализ физических полей региона позволили решить основные задачи, сформулированные в начале работы, несмотря на недостатки геолого-геофизической изученности и неопределенности интерпретации. Можно констатировать, что принятая гипотеза глубинного процесса оказалась жизнеспособной, отвечающей геологической истории региона и согласующейся с данными глубинной геофизики.

Ее использование требовало привлечения информации о доальпийской истории Карпат, учет которой позволял продемонстрировать энергетическую необходимость и возможность геосинклинального процесса на данной территории в соответствующее время. Несмотря на значительные пробелы в описании тектонических, седиментационных и магматических процессов удалось дать основным фактам альпийской истории Карпат количественные характеристики. Впрочем, имеющихся сведений недостаточно для того, чтобы конкретизировать создаваемые модели глубинных процессов даже последней по времени геосинклинали региона и построить их со всей возможной точностью.

Моделирование глубинных процессов в тектоносфере представляло собой построение длинной цепочки последовательных актов теплопереноса, которую пришлось начать со среднего протерозоя (1200 млн. лет назад), переходя к венд-кембрийским и палеозойским перемещениям вещества верхней мантии, каждый из которых требовал определенной энергии и лимитировал последующие активизации как по возрасту так и по охватываемому интервалу глубин и форме адвекции. После моделирования альпийских и постальпийских глубинных процессов их последствия в приповерхностной зоне (и некоторые, относящиеся к палеозойским процессам) сопоставлены с известными по геологической истории. В большинстве случаев их удалось согласовать без подбора параметров теплопереноса, т.е. принятая гипотеза оправдала себя. Этот результат представляется более существенным аргументом в ее пользу, чем последующие сравнения моделей с физическими полями.

Построение тепловых моделей тектоносферы Украинских Карпат базировалось на довольно плотной сети определений глубинного теплового потока (исключение – значительная часть Складчатых Карпат). Конечно, эта информация, заметно пополненная результатами работ авторов в последние годы, не гарантирует правильности установления распределения глубинных температур из-за общеизвестных неопределенностей в решении обратной задачи геотермии. В данном случае она усугублялась очевидной молодостью источников тепла. С использованием схемы теплопереноса по АПГ построение тепловых моделей тектоносферы региона все же дало возможность не только проконтролировать схему глубинных процессов независимыми данными о распределении теплового потока Земли, но и создать предпосылки для количественного анализа аномалий температур в коре и верхней мантии. Последняя, в свою очередь, послужила основой для восстановления аномалий скоростей сейсмических волн, электропроводности и плотности пород.

Скоростные модели земной коры Карпатского региона давно привлекают внимание исследователей прежде всего из-за больших вариаций глубины раздела М и значений скорости продольных сейсмических волн на сопоставимых глубинах. В работе они частично были сглажены при учете глубинных температур, частично – послужили индикаторами перестройки коры в альпийское и постальпийское время. В основном это касается перемещения низов коры к внешней границе геосинклинали и ее базификации. Менее распространены следы частичного плавления и флюидизации.

В верхних нескольких десятках километров под разделом Мохо в Карпатском регионе обнаруживаются зоны пониженной скорости сейсмических волн и повышенного

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

поглощения их энергии. Можно предположить их связь с частичным плавлением пород. Вне этих образований может накапливаться значительная упругая энергия, достаточная для обеспечения сейсмичности региона на разных глубинах в коре и верхней мантии.

Геоэлектрические исследования на новой фактической и методической основе позволили существенно детализировать ранее известную уникальную по интенсивности Карпатскую аномалию электропроводности, наметить ряд проводящих объектов в коре и верхней мантии, в целом согласующихся с принятой схемой глубинных процессов. Очень сложная трехмерная геоэлектрическая структура тектонической структуры региона не позволяет построить в ряде случаев одновариантные модели распределения проводников. Изученность (в целом она не ниже, чем в других регионах Украины, скорее - выше) оказывается недостаточной.

Магнитное поле региона не содержит заметных региональных аномалий, поэтому его анализ не проводился. Это обстоятельство следует отнести к недостаткам построенных моделей, так как возможен пропуск объектов в средней и нижней частях коры Складчатых Карпат, обладающих нестандартными физическими свойствами. В магнитном поле они могут не проявляться из-за аномального прогрева коры, но обладать повышенной (для данного уровня скоростей сейсмических волн) плотностью.

Плотностные модели коры и верхней мантии Украинских Карпат построены в ситуации нехватки информации о распределении скоростей сейсмических волн, которая обычно определяет возможность таких операций. Существенно осложняла дело и многочисленность аномальных плотностных объектов в разных частях региона и на разной глубине. Соответственно основной изучаемый параметр – мантийная гравитационная аномалия – не везде установлен с достаточной достоверностью, есть районы (северная часть Предкарпатского прогиба и др.), где без дополнительных данных можно говорить пока только о качественном уровне результата. Тем не менее, можно считать выявленную аномалию отвечающей принятой схеме глубинного процесса. Намечено направление исследований – анализ мантийной (возможно, осложненной коровыми эффектами, как в Днепровско-Донецкой впадине [Гордиенко и др., 2006]), аномалии в нефтегазоносном Предкарпатском прогибе и связи плотностных возмущений, вызываемых эклогитизацией, с сейсмичностью региона.

Часть месторождений полезных ископаемых Украинских Карпат также рассматривалась в связи с изученными глубинными процессами.

Их активный характер в последние несколько миллионов лет привел к прогреву верхней части осадочного слоя и высокому тепловому потоку. Как следствие - геозергетический потенциал Украинских Карпат весьма значителен. Проведенные оценки ресурсов земного тепла обнаруживают максимальную в пределах Украины перспективность Складчатых Карпат и, прежде всего, Закарпатья в смысле его практического использования. Предкарпатский прогиб в этом смысле менее значим, но при комплексном использовании геотермальной энергии и углеводородов мелких месторождений, распространенных здесь, перспективность прогиба как источника энергии кажется весьма значительной.

Анализ процедуры формирования гидротермальных рудных месторождений региона привел к выявлению распространенных и в других регионах молодых «термальных куполов», заметно не отличающихся и от возникающих в другие периоды геологической истории. Интересной может оказаться намеченная тенденция привязки рудных месторождений к периодам солеобразования (выноса хлора). Соответственно подчеркивается и заметная роль мантийных явлений в рудообразовании, непосредственно связанном, конечно, с коровыми флюидами.

В работе добавлены некоторые новые элементы авторской концепции образования месторождений углеводородов. Этот процесс только опосредованно связан с процедурой теплопереноса в тектонической сфере, тем не менее его параметры согласуются с многими геологическими и геофизическими фактами (в частности, использованный подход позволяет обосновать корреляцию тепловых и мантийных гравитационных аномалий с вариациями

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

концентраций месторождений УВ в пределах известного нефтегазоносного бассейна – Предкарпатского прогиба). В развитие концепции еще предстоит провести многочисленные геолого-геофизические исследования регионального характера.

Литература

- Аки К. Механизм землетрясений // Верхняя мантия. – М.: Мир. – 1975. – С.199-213.
- 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.
- Аронский А.А., Беличенко П.В., Гинтов О.Б. и др. Кинематические параметры деформирования верхних горизонтов земной коры Украинских Карпат в миоцен-плейстоценовую эпоху (по тектонофизическим данным). 3. // Геофиз. журнал. - 1995. - 6. - С.3-13.
- Атлас. Глибинна будова літосфери та екогеологія України / Ред. М.М. Байсарович, О.Ю. Митропольський, І.С. Чуприна. - К.: ІГН НАНУ. - 2002. - 55с.
- Атлас родовищ нафти і газу України. Т. I-VI. Під ред. М.М. Іванюти та ін. - Львів. - 1998.
- Асеева Е.А. Микрофоссилии и водоросли из отложений верхнего докембрия Вольно-Подольи // Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы. – К.: Наук. думка. – 1976. - С.40-83.
- Базылев Б.А. Развитие аваритсодержащей минеральной ассоциации в перидотитах из зоны разлома 15°20' (Атлантический океан) как одно из проявлений океанического метаморфизма // Российский журнал наук о Земле. - 2000. - 2, 3.
- Белов С.В. Чистое топливо будущего – водород // Природно-ресурсные ведомости. – 2003. – 47. – С.8.
- Богданов Ю. А., Гурвич Е.Г., Леин А.Ю. и др. Гидротермальные рудопроявления полей Логачева и Рэйнбоу (Срединно-Атлантический хребет) - новый тип гидротермальных отложений океанских рифтов // Российский журнал наук о Земле. – 2000. - 2, 4.
- Боев Н.И., Гордиенко В.В., Кутас Р.И. Об аномалиях теплового потока на месторождениях сульфидов // Геофиз. сборник. – 1977. – вып.79. – С.73-77.
- Борисенко А.С., Боровиков А.А., Житова Л.М. и др. Состав магматогенных флюидов, факторы их геохимической специализации и металлоносности // Геология и геофизика. - 2006. - 12.- С. 1308-1325.
- Бояджиев Ст. Структурная и петрологическая корреляция альпийских интрузивов Карпато-Балканской области // Магматизм и металлогения Карпато-Балканской и Кавказской складчатых областей. – М.: Наука. – 1984. – С. 61-75.
- Бродская С.Ю., Ножаров П.Б. Глубина источника магмы по данным термомагнитных исследований плиоценовых базальтов Болгарии // Физика Земли. - 1972. - 2. - С.87-91.
- Бурахович Т.К., Гордиенко В.В., Кулик С.Н. и др. Тектоносфера южного Прикарпатья // Геофиз. журнал. – 1994. – 2. – С.46-56.
- Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Логвинов И.М. Вольнская аномалия электропроводности // ДАН УССР, сер.Б. – 1990. - 2. - С.3-6.
- Буров В.С., Глушко В.В. Деякі питання будови і розвитку Карпатської системи // Геол. журнал. - 1976. - 6. - С.30-36.
- Бычинский В.А., Исаев В.П., Тупицын А.А. Физико-химическое моделирование в нефтегазовой геохимии. Учебное пособие. Часть 2. Модели гетерогенных систем. – Иркутск: ИГУ. – 2004. – 159с.
- Верховцев В. Новітні вертикальні рухи земної кори території України, їх взаємовідношення з лінійними та кільцевими структурами // Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання. – К.: КНУ. – 2006. – С.129-137.
- Веселов О.В., Гордиенко В.В., Куделькин В.В. Термодинамические условия формирования газогидратов в Охотском море // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2006. – 3. - С.62-68.
- Габинет М.П. Постседиментационные преобразования флиша Украинских Карпат. – К.: Наук. думка. – 1985. – 148с.
- Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. – М.: Недра. – 1973. – 384с.
- Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. – М.: Мир. - 1968. – 368с.

ЛИТЕРАТУРА

- Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов / Ред. В.А. Шакин. – К.: Мингео УССР, УкрНИГРИ. – 1976. – 6л.
- Геологические карты западных областей Украины на срезях –3000, –5000, –7000 м // Ред. Глушко В.В. – Мингео УССР. – 1979. – 10 л.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука. – 1975. – 536с.
- Глевасская А.М. Магнитные минералы и магнетизм вулканитов. – К.: Наук. думка. – 1983. – 208с.
- Глушко В.В. Западные и Восточные Карпаты // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. – К.: Наук. думка. – 1994. – С.24-94.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В. Глубинные процессы и геофизические модели мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2006. – 2. – С.107-121.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. О природе среднеглубинной сейсмичности в переходных зонах Тихоокеанского типа // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2009. – 1. – С.38-45.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. Плотностная модель тектоносферы переходной зоны Тихоокеанского типа в районе Камчатки // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2009. – 3. – С.58-69.
- Гордиенко В.В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины. – К.: Интеллект. – 1999. – 101с.
- Гордиенко В.В. Природа коровых и мантийных проводников // Геофиз. журнал. – 2001. – 1. – С.29-39.
- Гордиенко В.В. О природе аномалий скорости распространения продольных сейсмических волн в верхней мантии // Геофиз. журнал. – 2010. – 3. – С.43-63.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. Тепловое поле территории Украины. – К.: Знание Украины. – 2002. – 170с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы) – К.: Наук. думка. – 2005. – 210с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). – К.: Корвін пресс. – 2006. – 142с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. Волыно-Подольская плита (геофизика, глубинные процессы) – К.: Наук. думка. – 2011. – 140с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Усенко О.В. Тепловое поле Центральной и Восточной Европы // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Выпуск 2. – М.: ГЕОС. – 2006а. – С.624-658.
- Гордиенко В.В., Тарасов В.Н. Современная активизация и изотопия гелия территории Украины. – К.: Знання. – 2001. – 102с.
- Гордиенко В.В., Усенко О.В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. – К. ИГФ НАНУ. – 2003. – 147с.
- Грачев А.Ф. Анализ новейшего вулканизма // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геодинамика. – К.: Наук. думка. – 1988. – С. 26-33.
- Гутерман В.Г. Механизмы тектоногенеза. – К.: Наук. думка. – 1987. – 172с.
- Гутерман В.Г. О роли гравитационной тектоники в создании складчатой структуры Карпат и Днепровско-Донецкой впадины // Тектоносфера Украины и других регионов СССР. – К.: Наук. думка. – 1989. – С.89-97.
- Данилович Ю.З. Породообразующие минералы и метаморфизм кристаллического фундамента Украинских Карпат. – К.: Наук. думка. – 1988. – 167с.
- Данилович Л.Г., Скатынский Ю.Н., Завялова Т.В. О формационной принадлежности пород офиолитовой ассоциации Советских Карпат // Материалы XI Конгресс КБГА – К.: Наук. думка. – 1977. – С.249-250.
- Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е., Сорохтин О.Г. и др. Серпентиниты океанической коры – источник образования углеводородов // Геология нефти и газа. – 2002. – 3. – С. 37-41.

ЛИТЕРАТУРА

- Дмитриевский А.Н., Каракин А. В., Баланюк И. Е. и др. Гидротермальный механизм образования углеводородов в срединно-океанических хребтах // Геология нефти и газа. – 1997. – 8. – С.4-16.
- Дмитриев Л. В., Базылев Б. А., Борисов М. В. и др. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Российский журнал наук о Земле. – 2000. - 1, 6.
- Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат / Ред. В.І. Старостенко. – К.: Наук. думка. – 2005. – 256с.
- Дядькин Ю.Д., Богуславский Э.И., Вайнблат А.Б. и др. Геотермальные ресурсы СССР // Геотермические модели геологических структур - С. Петерб.: ВСЕГЕИ. - 1991. - С.168-176.
- Жданов М.С., Бердичевский М.Н., Абрамова Л.М. и др. Глубинные электромагнитные исследования в Советских Карпатах // ДАН СССР. - 1985. - т.285. -1. - С.78-82.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. – М.: Изд-во АН СССР. – 1961. – 480с.
- Зацixa Б.В. Кристаллогенезис и типоморфные особенности минералов ртутного и флюоритового оруденений Украины. – К.: Наук. думка. – 1989. – 192с.
- Заяц Х.Б. Основные поверхности земной коры Карпатского региона и прилегающего склона Украинского щита // Геофиз. журнал – 1980. – 3. – С.29-34.
- Ингеров А.И., Бугримов Л.П., Рокитянский И.И. и др. Результаты региональных исследований МТЗ по профилю Ужгород-Луганск - К.: Геоинформ. - 1987. - 275 с.
- Кадик А.А. Влияние окислительно-восстановительного состояния планетарного вещества на формирование углеродо-насыщенных флюидов в верхней мантии Земли // Вестник ОГГТГН РАН. – 1999. - 4(10). – С.65-85.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Портнягин А.Л. Магмообразование при восходящем движении мантийного вещества: температурный режим и состав расплавов, образующихся при адиабатической декомпрессии ультрабазитов мантии // Геохимия. - 1990. - 9. - С.1263-1276.
- Каменский И.Л., Лобков В.А., Прасолов Э.М. и др. Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, Ar, C) // Геохимия. – 1976. – 5. – С.682-695.
- Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н. и др. Римейк термодинамической модели системы С-Н Э.Б. Чекалюка // Докл. РАН. – 1998. – т.358, 2. – С.85-97.
- Карта разрывных нарушений и основных зон линейментов юго-запада СССР. М-б 1 : 1 000 000. Ред. Н.А. Крылов. - М.: Мингео СССР. - 1988. – 4л.
- Королюк В.Н., Лепегин Г.Г., Корсаков А.В. Оценка термической истории метаморфических пород по обменно-диффузионной зональности в минералах // Геология и геофизика. – 2004. – 4. – С.501-512.
- Короновский В.Н. Краткий курс региональной геологии СССР. - М.: Изд-во МГУ. - 1976. - 398с.
- Кравченко А.П., Сапужак Я.С. Геоэлектрическая характеристика осадочного чехла в Карпатском регионе // Геофиз. журнал. – 1989. – 5. - С.43-53.
- Краюшкин В.А. Улики глубинной небиогенной природы нефти // Геол. журнал. – 2000. – 3. – С.23-28.
- Краюшкин В.А. Древнейшие геоблоки Мирового взморья – щиты: их рельеф, молодой тектоно-магматизм, современная сейсмичность и нефтегазоносность // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2007. – 3. – С.15-50.
- Краюшкин В.А. Небиогенная нефтегазоносность современных центров спрединга дна Мирового океана // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2008. – 3. – С.19-39.
- Круглов С.С., Смирнов С.Е., Спитковская С.М. и др. Геодинамика Карпат. - К.: Наук. думка. - 1985. - 135 с.
- Круглов С. Формационно-геодинамическая корреляция юры и раннего мела юго-западного обрамления Евразийской литосферной плиты // Геодинамика. – 1999. – 1. - С.70-82.
- Круглов С. Проблемы тектоники и палеогеодинамики запада Украины. - Львов: МТКУ. - 2001. - 83с.
- Крылов С.В., Дучков А.Д. Глубинное деформационно-прочностное районирование земной коры // Геология и геофизика. – 1996. – 9. – С.56-65.

ЛИТЕРАТУРА

- Курило М.В. Условия формирования полиметаллической минерализации Нагольного кряжа в Донбассе. – Автореф... канд. геол.-мин. наук. – К.: КГУ. – 1980. – 25с.
- Курчиков А.Р. Гидрогеотермические критерии нефтегазоносности. - М.: Недра. - 1992. - 232с.
- Ладанівський Б.Т. Алгоритм обработки данных МТЗ // Пятые геофизические чтения имени В.В.Федынского. Тезисы. - 2003. - с.134-135.
- Ладанівський Б.Т., Лящук Д.Н. Геоелектрична модель південно-західної околиці Східно-Європейської платформи здовж профіля РП-5 Глибока–Кельменці // Доп. НАН України. - 2006. - 5. - с.99-104.
- Ладанівський Б.Т., Лящук Д.Н., Сапужак Я.С. та ін. Геоелектрична модель зони зчленування Передкарпатського прогину та Східно-Європейської платформи здовж профіля РП-4а Косів–Мельниця–Подільська // Доп. НАНУ. - 2005. - 5. - с.99-104.
- Ладанівський Б.Т., Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Геоэлектрическая 2 D модель вдоль профиля Сарата-Кельменцы // Доп. НАНУ. - 2008. - 1. - с.101-105.
- Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Барышников Э.К. и др. Минералогия Закарпатья. Львов: Изд-во ЛГУ. - 1963. - 615 с.
- Ларин В.Н., Ларин Н.В. Водородная дегазация на Русской платформе // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. М.: ГЕОС. – 2008. – С.267-269.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геодинамика. - К.: Наук. думка. - 1988. - 140с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. - К.: Наук. думка. - 1994. - 332с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы: обобщение результатов исследований. - К.: Наук. думка. - 1993. - 232с.
- Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. – М.: Высшая школа. – 1967. – 416с.
- Логвинов И.М., Гордиенко В.В. Электропроводность консолидированной коры и графитизация // Физика Земли. - 2011. - 1. - С.82-92.
- Логвинов И.М., Гордиенко И.В., Тарасов В.Н. Геоэлектрические исследования на профиле Паннония-Вольно-Подольская плита // Докл. НАНУ. - 2009. - С.126-136.
- Логвинов И.М., Ладанівський Б.Т. Анализ передаточных функций магнитотеллурического поля на профиле PREPAN'95 (Украина – Польша – Словакия - Венгрия) // Докл. НАНУ. - 2009. - 8. - С.107-113.
- Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Геоэлектрическая модель вдоль международного геотраверса II (Карпатский регион) на основании двумерного моделирования векторов индукции // Геофиз. журнал. - 2003. - 6. - С.85-94.
- Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Магнитовариационные параметры на магнитных обсерваториях Украины//Докл. НАНУ. - 2003. – 2. - С.118-123.
- Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Индукционные векторы в западной части Карпат и Львовского палеозойского прогиба // Докл. НАНУ. - 2004. - 6. - С.122-127.
- Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Ладанівський Б.Т. Геоэлектрическая модель Украинского Предкарпатья по данным глубинного магнито-теллурического зондирования // Докл. НАНУ. - 2006. - 1. - С.125-131.
- Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Ладанівський Б.Т. Геоэлектрическая 2 D модель вдоль профиля Рахов-Борщев // Докл. НАНУ. - 2006. - 11. - С.114-118.
- Ломизе М.Г. О вулканизме в геосинклинали Флишевых Карпат // ДАН СССР - 1966 . - 1. - С.160-163.
- Лопатников С.Л. Основные уравнения теории квазидвумерной конвекции в тонких проницаемых пластах // Физика Земли. - 1999. - 1. - С.52-62.
- Лукин А.Е. Литолого-динамические факторы нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах. - К.: Наук. думка. - 1997. - 224 с.
- Лукин А.Е. Глубинная гидрогеологическая инверсия как глобальное синенергетическое явление: теоретические и прикладные аспекты. Статья 1. Феноменология и природа глубинной гидрогеологической инверсии // Геол. журнал. – 2004. – 4. - С.53-70.

ЛИТЕРАТУРА

- Лукин А.Е. Самородные металлические микро- и нановключения в формациях нефтегазоносных бассейнов - трассеры суперглубинных флюидов // Геофиз. журнал. – 2009. – 2. – С.61-92.
- Лукин А.Е., Пиковский Ю.И. О роли глубинных и сверхглубинных флюидов в нефтегазообразовании // Геол. журнал. – 2004. – 2. – С.21-33.
- Ляшкевич З.М., Яцожинский О.М. Кайнозойский вулканизм Украинских Карпат и его значение для геодинамических реконструкций // Геофиз. журнал. – 2004. – 1. – С.87-95.
- Ляшкевич З.М., Яцожинский О.М. Альпийский магматизм Украинских Карпат, его эволюция и геодинамика // Геофиз. журнал. – 2005. – 6. – С.1005-1011.
- Магматизм и металлогения Карпатско-Балканской складчатой области. Объяснительная записка к карте магматических формаций и металлогенической карте Карпато-Балканской области м-ба 1:1 000 000. - София: Изд-во БАН. - 1983. - 300с.
- Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг / Ред. О.А. Богатиков. - М.: Наука. - 1982. - 251с.
- Малеев Е.Ф. О проявлении вулканизма в Украинском Предкарпатье // Proceedings of the Xth Congr. SVGA, sec. VI, Bratislava. - 1975. - P. 48-53.
- Марченко А.Г., Братчук О.М. Етапи рудоутворення, мінеральні асоціації та парагенезиси Клинівської рудної зони // Збірник наукових праць УДГРІ. – 2008. – 1. – С.83-92.
- Материалы МЦД Б. Глубинные электромагнитные зондирования. - М. - 1989. - вып. 3. - С.33-52.
- Медарис Л.Г., Фурнель Д.Х., Ванг Х.Ф. и др. Термобарометрия и реконструкция химического состава шпинель-пироксеновых симплектитов: доказательство существования раннего граната в лерцолитовых ксенолитах неогеновых лав Чехии // Геология и геофизика. - 2000. - 1. - С.260-268.
- Мейер Ч., Хемли Д. Околорудные изменения вмещающих пород // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М.: Мир, 1970. - С. 148-211.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. - М.: Недра. - 1973. - 278с.
- Минералы Украинских Карпат. Простые вещества, теллуриды и сульфиды / Ред. Н.П. Щербак. - К.: Наук. думка. - 1990. - 151с.
- Назаревич Л.Є. Характеристики сейсмічності і сеймотектонічного процесу в зонах Карпатського регіону. – Дис.... канд. геол. наук. – Київ. – 2005. –220с.
- Науменко В.В., Гончарук А.Ф., Коптюх Ю.М. Особенности металлогении и структурного положения неогенового вулканического пояса Внутренних Карпат // Магматизм и металлогения Карпато-Балканской и Кавказской складчатых областей. – М.: Наука. – 1984. – С.105-112.
- Національний атлас України. – К.: Картографія. – 2007. – 440с.
- Нестеров А.Н., Григорьева О.А. Эффекты азимутальных аномалий поверхностных волн Лява в Карпато-Балканском регионе // Физика Земли. – 1987. – 6. – С.57-65.
- Нечаев С.В., Наумов Г.Б. Региональная зональность оруденения Украинского щита: современный план и палеотектонические реконструкции // Геология рудных месторождений. - 1998. – т.40, 2. – С.124-136.
- Новожинский К., Пушкарев П.Ю. Анализ эффективности программ для двумерной инверсии магнитотеллурических данных // Физика Земли. - 2001. - 6. - С.72-85.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. – М.: Мир. – 1967. – 540с.
- Остроумов Г.А. Свободная конвекция в условиях внутренней задачи. – М.-Л.: Гостехтеориздат. – 1952. – 256с.
- Палиенко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины - К.: Наук. думка. -1992. - 116 с.
- Погребницкий Ю.Е., Трухалев А.П. Проблема формирования Срединно-Атлантического хребта в связи с составом и возрастом пород его метаморфического комплекса // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. – М.: ИФЗ РАН. – 2002. – С.189-203.
- Поиски углеводородов в кристаллических породах фундамента на северном борту Днепровско-Донецкой впадины. - К.: ИГН АН УССР. - 1989. - 52с.

ЛИТЕРАТУРА

- Попп І. Аутигенне мінералоутворення в бітумінозних скремнілих відкладах нижньої крейди й олігоцену Українських Карпат // Мінералогічний збірник. – 2007. – 57, вип. 1. – С.108-115.
- Радзівілл А.Я., Радзівілл В.Я. До тектоніки південно-західної частини Волино-Подільської плити в зв'язку з проблемою нафтогазоносності // Геол. журнал. – 2006. – 4. – С.60-65.
- Разломная тектоника и нефтегазоносность Украины / Ред. И.И. Чебаненко - К.: Наук. думка. - 1989. - 116с.
- Раскаев А.И., Нерадовенский Ю.Н., Черноусенко Е.В. и др.. Минералого-технологические исследования бедных серпентинитовых медно-никелевых руд Печенгского рудного поля // Вестник МГУ. – 2009. – 4. – С.632-637.
- Рахлін Л., Гулеюк Л., Накалов Є. Та ін. Магнітотелурічна станція “GEOMAG-02” // Нові геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища. Львів: КВ ІГФ НАНУ. – 2005. – С.22-23.
- Рокитянский И.И. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. – К.: Наук. думка. - 1975. - 279 с.
- Рокитянский И.И., Ингеров А.И. Электромагнитные исследования Карпатской аномалии электропроводности // Геофиз. журнал. -1999. - 4. - С.59-70.
- Рябой В.З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. - М.: Недра. - 1979. – 242с.
- Сагалова Е.А. Строение верхней мантии в Европе по годографам сейсмических волн землетрясений Вранча // Геофиз. журнал. – 1980. – 3. – С.62-66.
- Сапужак Я.С., Шамотко В.И., Кравченко А.П. Геоэлектрические модели и методы исследования структур запада Украины. – К.: Наук. думка. -1990. -188 с.
- Сафонов Ю.Г., Генкин А.Д., Кришна Р. и др. Золоторудное поле Колар. Индия. - М.: Наука. - 1988. - 234с.
- Сафронов О.Н. Сейсмические условия и сейсмическая опасность платформенной части Украины. – Дис.... канд. геол. наук. – Симферополь: ИГФ НАНУ. – 2005. – 135с.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. - М.: Наука. - 1980. - 184с.
- Сейсмичность Украины / Ред. О.И. Юркевич. - К.: Наук. думка. - 1969. – 120с.
- Смирнова М.Н. Основы геологии СССР. – М.: Высшая школа. – 1984. – 384с.
- Соботович Э.В., Бартницкий Е.Н., Цьонь О.В. и др. Справочник по изотопной геохимии. - М.: Энергоиздат. – 1982. – 241с.
- Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. - К.: Наук. думка. - 1986. - 184с.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Сологуб Н.В. и др. Структура литосферы Карпатско-Крымского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Геофиз. журнал. – 1987. – 1. – С.3-13.
- Стратиграфічний кодекс України / Ред. Ю.В. Тесленко. - К.: Нафтогазпрогноз. - 1997. - 40 с.
- Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. - К.: Наук. думка. - 1980. - 207с.
- Сясько А.А., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Сравнительная характеристика архейских золоторудных месторождений // Наука и образование. – 2006. – 4. – С.58-65.
- Тектоническая карта Украинских Карпат. М-б 1 : 200 000 / Ред. В.В. Глушко, С.С. Круглов. – К.: Мингео УССР. – 1986. - бл.
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии // Ред. К.Ф. Сергеев, В.В. Гордиенко, М.Л. Красный. – Владивосток: ДВО РАН. - 1992. - 238с.
- Трегубенко В.И., Мегедь Г.В., Горняк З.В. и др. Результаты площадной съемки МТЗ м-ба 1:2500000 в западной части Украины // Киев: Геоинформ. - 1994. – 210с.
- Трегубенко В.И., Финчук Л.Л., Белошاپская Н.В. Результаты региональных работ методом МТЗ в северо-западной части УССР // Киев: УТГФ. - 1989. - 130 с.
- Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита / Ред. Н.П. Семененко. – К.: Наук. думка. – 1979. – 412с.

ЛИТЕРАТУРА

- Усенко О.В. Глубинные процессы образования расплавов в тектоносфере / Автореф. дис... докт. геол. наук. - ИГФ НАНУ. - Киев. - 2008. - 41 с.
- Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. - М.: Наука. - 1988. - 287с.
- Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. - М.: Недра. - 1989. - 262с.
- Хаин В.Е. Региональная тектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. - М.: Недра. - 1977. - 360с.
- Хаин В.Е., Славин В.И. Краткая характеристика геологической структуры Центральной и Юго-Восточной Европы // Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. - К.: Наук. думка. - 1971. - С.12-46.
- Чекалюк Э.Б. К проблеме синтеза нефти и газа на больших глубинах // Журн. Всесоюз. хим. о-ва им. Д.И. Менделеева. - 1986. - Т. 31, 5. - С. 556-562.
- Чекунов А.В., Ливанова Л.И., Гейко В.С. Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба // Сов. геология. - 1969. - 10. - С. 57-68.
- Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. - К.: Наук. думка. - 1972. - 176с.
- Швец В.М. Содержание и распространение органического вещества в подземных водах // Докл. АН СССР. - 1971. - 201, 3. - С. 453-456.
- Шевчук В., Кузь І. Пластичність гірських порід в геодинамічних побудовах та її залежність від всестороннього тиску і стресу // Геодинаміка. - 1999. - 1. - С.82-88.
- Шумлянський В.А. Киммерийская металлогеническая эпоха на территории Украины. - К.: Наук. думка. - 1983. - 220с.
- Шумлянський В.А. Тектонические условия киммерийской эпохи рудообразования на Восточно-Европейской платформе // Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень. - К.: Логос. - 2007. - С.50-68.
- Шумлянський В.О., Деревська К.І., Дудар В.Т. та ін. Літогенез і гіпогенне рудоутворення в осадових товщах України. - К.: Знання України. - 2003. - 272с.
- Шумлянський В.О., Деревська К.І., Загнітко В.М. та ін. Деякі особливості літогенезу та рудоутворення у флішових Карпатах // Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень. - 2008. - С. 75-102.
- Яновская Т.Б. Основы сейсмологии. - СПб.: ВВМ. - 2006. - 288с.
- Яриш М.С., Будеркевич М.Д., Заяц Х.Б. Строение фундамента юго-западной окраины Русской платформы по геофизическим данным // Геофизика и Астрономия. Инф. бюл. №9. -К.: Наукова Думка. - 1966. -С.98-104.
- Яценко В.Г. Закономерности пространственного расположения проявлений графита на Украинском щите // Аспекты минерагении Украины. - К.: ГНЦ РОС. - 1998. - С.254-270.
- Adam A., Ernst T., Jankowski J. et al. Electromagnetic induction profile (PREPAN95) from the East European Platform (EEP) to the Pannonian basin // Acta Geod. Geoph. Hung. - 1997. - 32(1-2) . - P. 203-223.
- Alps, Apennines, Hellenides / Eds.: H. Closs, D. Roder, K. Schmidt. - Stuttgart: Nägele und Obermiller. - 1978. - 620p.
- Bachler D., Kohl T., Rybach L. Characteristics of upper crust convective flow in the Rhine graben: application to the Gamma fault at Landau (Germany) // The Earth's thermal field and related research methods. - М.: RUPF. - 2002. - P.10-11.
- Bahr K. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: Regional Induction and local telluric distortion // J. Geophys. - 1988. - 62. - P.119-127.
- Barriga F., Costa I., Relvas J. et al. The Rainbow serpentinites and serpentinite-sulphide stockwork (Mid-Atlantic Ridge, AMAR segment): A preliminary report of the Flores results // EOS. - 1997. - 78, (46). - F832.
- Berkman R.,Korepanov V.,Bondaruk B. Advanced flux-gate magnetometers with low drift // Proceedings of XIV IMEKO World Congress. - 1997. - P.121-126.

- Bryant J., Yogodzinski G.M., Churikova T.G. Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q04007, doi:10.1029/2006GC001443
- Chave A.D., Smith J.T. On electric and magnetic galvanic distortion tensor decomposition // *J. G. R.* - 1994. - 99. - P. 4669- 4682.
- Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G. Occam's inversion: a practical algorithm for the inversion of electromagnetic data//*Geophysics.* - 1987.- 52. - P.289- 300.
- Egbert G., Booker J., Robust estimation of geomagnetic transfer function//*Geophys. J. Royal Astron. Soc.* - 1986. - v. 87. - P. 173-194.
- Egbert G. Robus multiple-station magnetotelluric data processing // *Geophys. J. Int.* - 1997. - 130. - P. 475-496.
- Eggers D. An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor// *Geophysics.* - 1982. - 47. - P.1204-1214.
- Ernst T., Jankowski J., Jozwiak W. et al. Geoelectrical model along a profile across the Tornquist-Teisseyrezone in southeastern Poland // *Acta Geophysica Polonica.* -2002. - v. 50, 4 - P.505-515.
- Geodynamics of Northern Carpathians / Editor J. Sledzinski. – Warsaw: Reports on geodesy. – 1998. – № 6 (36). - 162 p.
- Geothermal Atlas of Europe - Germany: Haack VLG.- 1992. - 156p.
- Grad M., Guterch A., Keller G. et al. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05 // *J.G.R.* - v. 111, B03301, doi:10.1029/2005JB003647, 2006
- Infune T. An experimental investigation of the pyroxene-garnet transformation in a pyrolite composition and its bearing on the construction of the mantle // *Phys. Earth and Pl. Inter.* – 1987. – 45. - P.324-336.
- Jankowski J., Tarlowski Z., Praus O. et al. The result of deep geomagnetic sounding in the West Carpathians //*Geophys. J. R.Astron. Soc.*—1985.—80.—P. 561—574.
- Jankowski J., Marianiuk J., Ruta A. et al. Long term stability of a torque-balance variometer with photoelectric converters in observatory practice // *Geophys. Surv.* - 1984. - 6. - P.367-380.
- Jones B, Kostoula T., Stoppa F. et al. Petrography and mineral chemistry of mantle xenoliths in a carbonate-rich melilitic tuff from Mt. Vulture volcano, southern Italy // *Min. Mag.* – 2000. - v. 64, 4. - P. 593-613.
- Kovacikova S. Modelling of the geomagnetic induction anomaly sources over the eastern margin of the Bohemian Massif and its contact with the West Carpathians // *Praha, Dis. dok.* – 2001 - 88p.
- Kovacikova S., Jozwiak W., Logvinov I. et al. Database of geomagnetic induction vectors across the Carpathians and modeling of the regional conductivity distribution // *XIX Congress CBGA.* – 2010. – Tesis. – P. 17.
- Knopoff L. On Convection in the Upper Mantle // *Geop. J. Roy. Ast. Soc.* – v. 14, 1-4. – P. 341-346.
- Lin L., Hall J., Lippmann-Pirke J. et al. Radiolytic H₂ in continental crust: Nuclear power for deep subsurface microbial communities // *Geoch. Geoph. Geosys.* – 2005. – 6. –Q07003, doi: 10.1029/2004GC000907.
- Logvinov I.M., Tarasov V.N. Geoelectrical model along international geotransect II (Karpatian region) on the basis 2D of modeling of vectors of induction// *Gophys. jornal.* —2003. - 6. - P.71- 86.
- Marquering H., Snieder R. Shear-wave velocity structure beneath Europe, the northeastern Atlantic and western Asia from waveform inversions including surface-wave mode coupling // *Geophys. J. Int.* – 1996. – 127. – P.283-304.
- Olsen N. The electrical conductivity of the mantle beneath Europe derived from C-responses from 3 to 720 hr // *Geophys. J. Int.* - 1998. - 133. - P.298-308.
- Parker R.L., Whaler K.A. Numerical method for establishing solution to the inverse problem of electromagnetic induction//*J. G. R.* - 1981. - 86. - P. 9574- 9584.
- Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I. Upper mantle structure of Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // *Tectonophysics.* – 2006. – 416. – P.33-52.

ЛИТЕРАТУРА

- Pozaryski W., Karnkowski P., Grocholski A. et al. Mapa tectoniczna polski w epoce waryscyjskiej. 1:1000000. Państwowy Instytut Geologiczny, 1992.
- Semenov V.Yu. Regional conductivity structures of the Earth's mantle//Publish. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. -1998. - C-65(302). - 122 p.
- Semenov V. Yu., Jozwiak W. Model of the geoelectrical structure of the mid- and lower mantle in the Europe-Asia region// Geophys. J. Int. 1999. 138. P.549-552.
- Semenov V. Yu., Jozwiak W. Lateral variations of the mid-mantle conductance beneath Europe // Tectonophysics. - 2006. - 416. - P.279-288.
- Semenov V.Yu., Pek J., Adam A. et al. Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project//Acta Geophysica. -2008. - v.56, N 4- P. 957-981.
- Siripunvaraporn W., Egbert G. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data // Geophysics, - 2000. - 65, 3. - P. 791–803,
- Sobolev S., Zeyen H., Stoll G. et al. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central // Earth Planet. Sci. Lett. - 1996. - 139. - P.147-163.
- Sugisaki R., Mimura K. Mantle hydrocarbons: abiotic or biotic? // Geochim. et cosmochim. Acta. – 1994. - 11. - P.2527-2542.
- U.S. Geological Survey. National Earthquake information Center. [http //www.neic.cr.usgs.gov](http://www.neic.cr.usgs.gov).
- Welhan J., Grain H. Methane and hydrogen in East Pacific rise hydrothermal fluids // Geophys. Res. Letters. – 1979. - 6, 11. - P.829-831.
- Wieladek R., Ernst T. Application of the method of least squares to determining impulse responses and transfer functions // Pubs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. - 1977. - G-1(110). -P.3.