

В.В. Гордиенко

ТЕПЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ,  
ГЕОДИНАМИКА,  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

2017

0

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение	2
1. О тектонике плит	5
2. Основные элементы адвекционно-полиморфной гипотезы	29
3. Энергетический баланс тектоносферы	50
4. Адвективный тепломассоперенос	65
5. Тепловая и геологическая история платформ	90
6. Геосинклинали	114
7. Континентальные рифты и зоны современной активизации	136
8. Скорости Р-волн в верхней мантии под океанами	158
9. Океаны и переходные зоны	173
10. Глубинные процессы и сейсмичность	196
11. Современная одноактная активизация и нефтегазовые месторождения	215
12. Геотермальные энергоресурсы	237
13. Глубинные процессы и алмазоносные породы	248
14. Глубинные процессы и золото-сульфидные месторождения	260
Заключение	272
Литература	273

## ВВЕДЕНИЕ

В книге обоснована схема действия «тепловой машины» тектоносферы, опирающаяся на твердо установленные факты и количественно объясняющая основные события геологической истории в рамках закона сохранения энергии. Рассмотрены: требования к тектогеническим гипотезам, энергетический баланс тектоносферы, адвективный тепломассоперенос, размеры астенолитов, глубины и температуры магматических очагов в мантии, сравнение расчетных и экспериментально установленных параметров глубинных процессов и аномалий физических полей, месторождений полезных ископаемых.

1. Рассмотрена история возникновения и применение гипотезы тектоники плит (ГТП) на континентах, океанах и в переходных зонах. Показано ее противоречие основным фактам геологической истории и геофизическим данным по этим регионам. Тем не менее, ГТП - преобладающая в настоящее время концепция тектогенеза. Только это обстоятельство заставляет автора очередной раз обратиться к критике гипотезы и ее применения.

2. Информация, представленная в разделе “Основные элементы адвекционно-полиморфной гипотезы” (АПГ), показывает, что гипотеза тектогенеза, соответствующая сформулированным требованиям, реалистична. Объем раздела не позволяет расширить аргументы, и это может сделать его менее убедительным. Тем более что некоторые из компонент гипотезы нуждаются в дальнейшем изучении и изменении. В последние годы автор уже ввел некоторые изменения в составные части гипотезы, о которых шла речь в более ранних публикациях (Гордиенко, 1998, 2007 и 2012 и др.). Это относится еще и к более ранним исследованиям, касающимся применения гипотезы к эволюции тектоносферы в регионах с разнородными эндогенными режимами в северной части Евразии (Бурьянов и др., 1987; Гордиенко и др., 1990, 2005, 2006, 2011, 2015, Тектоносфера..., 1992, и др.). Поэтому было бы полезно дополнить этот раздел несколькими новыми, в которых автор мог бы более подробно и с большей достоверностью изложить концепции источника энергии, докембрийскую историю мировых платформ, глубины магматических камер в мантии, эволюцию фанерозойских геосинклиналей, рифтов, регионов, испытывающие недавние активные процессы, океанов и различных типов переходных зон, сейсмичность и происхождения месторождений полезных ископаемых.

Эти сведения представлены в последующих главах (3-14), в основном по статьям в NCGT Journal. Поэтому неизбежными оказались некоторые повторения.

3. Изучены концентрации K, U и Th в породах земной коры и верхней мантии платформ, геосинклиналей и океанов. Рассчитаны величины радиогенной теплогенерации пород верхней мантии этих регионов: около 0,04, 0,06 и 0,08  $\mu\text{Вт}/\text{м}^3$  соответственно. Для платформ установлено соответствие теплогенерации геологической истории, тепловому потоку и глубинным температурам. Доказано выполнение закона сохранения энергии в геологических процессах.

4. Рассмотрена ранняя («догеологическая») тепловая история Земли, сформулированы начальные условия тепловой эволюции тектоносферы в последующий период (4.2- 0 млрд лет назад). Показана неизбежность периодического перемещения вещества в виде порций объемом около  $120 \pm 60$  тыс.  $\text{км}^3$  или кратных им. Эти параметры мантийной адвекции позволяют прогнозировать глубины магматических очагов и температуры в них, подтверждаемые экспериментальными данными.

5. В соответствии с адвекционно-полиморфной гипотезой глубинных процессов в тектоносфере Земли рассмотрена тепловая история для платформенного варианта радиогенной теплогенерации в верхней мантии. Исследованы последние 4.2 млрд. лет. Установлена неизбежность периодического тепломассопереноса к поверхности. Интервалы времени между соседними актами переноса растут от 30 до 250 млн. лет. Возраст активизаций сопоставлен с данными о датировках магматизма и метаморфизма на всех платформах континентов. Достигнуто согласование.

6. Рассмотрены глубинные процессы в тектоносфере геосинклиналей в соответствии с представлениями адвекционно-полиморфной гипотезы. Показано, что ее применение позволяет без подбора на количественном уровне объяснить основные события геологической истории (поднятия и опускания поверхности, формирование осадочной толщи, мощность эродированного слоя, магматизм с различной глубиной очагов и составом изверженных пород, возникающих в гомодромной последовательности, голоморфная складчатость, изменение мощности коры и ее слоев, уровней метаморфизма и катагенеза, глубинные температуры, представленные данными геотермометров, сейсмичность) и аномалии теплового потока, скоростей сейсмических волн, гравитационного поля и электропроводности. Достигнутое согласование соответствует погрешностям проведенных расчетов.

7. Проанализированы глубинные процессы в тектоносфере континентальных рифтов в соответствии с представлениями АПГ. Показано, что эта гипотеза позволяет объяснить, не прибегая к подбору, основные события в геологической истории (поднятия и опускания поверхности, формирование осадочной толщи, мощность эродированного слоя, магматизм с различной глубиной очагов и составом изверженных пород, возникающих в гомодромной последовательности, голоморфная складчатость, изменение мощности коры и ее слоев, уровней метаморфизма и катагенеза, глубинные температуры, представленные данными геотермометров, сейсмичность) и аномалии теплового потока, скоростей сейсмических волн, гравитационного поля и электропроводности. Достигнутое согласование соответствует погрешностям проведенных расчетов.

Рассмотрены также глубинные процессы в недрах зон одноактной активизации, в том числе – современной активизации платформ и фанерозойских геосинклиналей.

8. Построены модели – распределения скорости продольных сейсмических волн - для верхней мантии океанических регионов: срединно-океанических хребтов (СОХ), котловин, желобов, островных дуг и береговых хребтов, задуговых впадин (ЗВ). Они согласуются со схемами адвекционно-полиморфных глубинных процессов в тектоносфере. Под островными дугами и береговыми хребтами модели отвечают альпийской геосинклинали, дополненной современной активизацией. Под СОХ и ЗВ модели практически совпадают. Они отвечают схеме современного теплопереноса для рифтогенеза, который на базитовой коре континентальной мощности ведет к океанизации. Модель котловины отражает результат сглаживания тепловых аномалий под СОХ или ЗВ примерно через 60 млн лет. Модель желоба отвечает результату бокового прогрева верхних горизонтов мантии неактивного блока со стороны островной дуги и котловины.

9. Глубинные процессы в тектоносфере океанов анализируются в терминах адвекционно-полиморфной гипотезы. Было показано, что гипотеза позволяет без подбора объяснить основные события в геологической истории (образование осадочного слоя, магматизма, температуры в коре и верхней мантии), а также аномалии теплового потока, скорости сейсмических волн, гравитационное поле и электропроводность.

10. Рассмотрены параметры среды, в которой накапливаются напряжения, ведущие к землетрясениям. Это прочность на сдвиг и удельная упругая энергоемкость пород коры, вязкость и времена релаксации напряжений в породах коры и верхней мантии, сейсмический момент. Общий вывод – накопление напряжений происходит по геологическим меркам очень быстро, для объяснения землетрясений подходят только процессы современной активизации или океанизации. Причины сейсмогенерирующих перемещений - образование объектов аномальной плотности за счет изменения температуры и степени метаморфизма (или катагенеза) пород. Землетрясения на больших глубинах (на границе верхней и нижней мантии) происходят при стимулированном температурными аномалиями преобразовании мантийного оливина. В нижней мантии по имеющимся данным плотностные аномалии достаточной интенсивности отсутствуют. Непосредственно у ее кровли накоплению напряжений препятствует и глобально распространенный слой частичного плавления. Рассмотрены зоны повышенного поглощения энергии сейсмических волн в коре и верхней мантии, обусловленные частичным плавлением.

11. В разделе рассмотрены процессы генерации и транспортировки углеводородов в земной коре, в основном на примере Днепровско-Донецкой впадины Украины. Они соответствуют представлениям адвекционно-полиморфной гипотезы. Проанализированы тепловые модели тектоносфер зон современной активизации на докембрийских платформах и в альпийских геосинклиналях. Построены схемы геологических объектов и источников аномалий геофизических полей. Они согласуются с известными геолого-геофизическими данными по регионам с месторождениями нефти и газа.

12. Рассмотрена методика расчета геотермальных ресурсов Украины по величине теплового потока Земли. Определена плотность ресурсов для основных тектонических регионов. Показано их значительное количество, в 25 раз превышающее известные запасы всех горючих полезных ископаемых. Установлено, что в трех районах Украины возможно строительство геотермальных электростанций. В остальных реально рентабельное получение энергии для теплоснабжения.

13. С применением представлений адвекционно-полиморфной гипотезы проанализированы образование и эволюция алмазов и алмазосодержащих пород. Рассмотрен кимберлитовый магматизм (как часть инициального магматизма рифтов и геосинклиналей) и транспортировка магмой алмазов. Показана предпочтительность образования алмазов на глубинах 150-200 км и возможность их выноса в среднюю часть верхней мантии с гораздо больших глубин. Отмечена вероятность нуклеации алмазов в условиях заметно меньших, чем обычные, давлений. Предложен механизм формирования коровых УНР-блоков, содержащих алмазы и коэсит.

14. Рассмотрены процессы формирования золото-сульфидных месторождений. Используются данные для территории Украины и других регионов. Показана связь месторождений с постгеосинклинальной активизацией в соответствии с представлениями адвекционно-полиморфной гипотезы. Рассмотрена природа рудоносных растворов. Установлен аномальный рост проницаемости разломных зон в период активизации, способствующий образованию месторождений. Дано объяснение существования рудной и безрудной фаз гидротермальной деятельности. Построены тепловые модели месторождений, выявлены их диагностические признаки.

## 1. О ТЕКТОНИКЕ ПЛИТ

«Но сказать, что правило принимается всеми, еще не значит его обосновать...»

Анри Пуанкаре. Расчет вероятности. Париж. 1912.

Тридцать-сорок лет назад В.В. Белоусов завершил построение полной концепции эндогенных режимов, описывающей в единой системе терминов события на приповерхностных (доступных наблюдению) глубинах Земли на континентах, океанах и в переходных зонах (Белоусов, 1975, 1978, 1982 и др.). Она обобщала и развивала наработки геологической науки последнего столетия Р. ван Беммелена, Д. Ирдли, Х. Клооса, Ж. Обуэна, Г. Штилле и др., дополняя их представлениями о геологических формациях Н. С. Шатского, Н. М. Страхова и др.. Примерно в то же время вместе с быстрым накоплением сведений по геохимии пород коры и мантии, об аномалиях теплового потока, электропроводности и скорости сейсмических волн (удовлетворительная изученность гравитационного и магнитного полей была достигнута раньше) появилась информация об источниках энергии в теле планеты и энергетических потребностях глубинных процессов. Стало возможным построение моделей тектогенеза с соблюдением закона сохранения энергии.

При создании и последующем развитии гипотезы тектоники плит (ГТП) оба обстоятельства проигнорированы. Эндогенные режимы заменены весьма неопределенными понятиями «геодинамических обстановок», энергетический баланс отсутствует. В современном моделировании глубинных процессов с помощью ГТП царит полный произвол.

Поддержка гипотезы никогда не была стопроцентной. Кроме непринятия ее В.В. Белоусовым, А. и Г. Мейергофами можно вспомнить, например, резкое отрицание ГТП Ю.М. Шейнманном, утверждавшим: «в основе своей гипотеза новой глобальной тектоники порочна в том отношении, что основана на недоказанных положениях» (Шейнманн, 1973, с.6). Против нее выступали кроме десятков упомянутых ниже ученых сотни не названных, в частности членов редколлегии и авторов журнала «New concepts in global tectonics» из Австралии, Великобритании, Индии, Италии, Нидерландов, Норвегии, России, США, Японии и др..

В последние двадцать лет наметился некоторый перелом в отношении восприятия гипотезы. Его можно продемонстрировать на примере эволюции взглядов В.Е. Хаина. В 1971 г он еще сохранял присущее ему прежде представление о геосинклинальном процессе (впрочем, характеризуя его довольно формально, не акцентируя принципиальных отличий от других активных режимов): «...геосинклинальные подвижные пояса, наиболее характерной особенностью которых является преобладание интенсивных погружений с накоплением мощных толщ осадков, лав и пирокластов на ранних стадиях развития (собственно геосинклинальный этап) и преобладание энергичных поднятий с образованием складчатых горных сооружений, гранитных батолитов и наземный вулканизм на поздних стадиях (орогенный этап)» (Хаин, 1971, с. 6). Признав ГТП наиболее перспективной основой теоретической геотектоники, он все же указывает, что в ней «не находит сколько-нибудь удовлетворительного объяснения развитие геосинклиналей и особенно происхождение в них складчато-надвиговых деформаций» (Хаин, 1972, с.28). Однако через 14 лет (в ГТП ничего не изменилось) уже оказывается, что «Основные положения геосинклинального учения о строении геосинклинальных поясов, стадийности и направленности их эволюции легко и успешно поддаются истолкованию с позиций тектоники плит. Тектоника плит органически включила в рамки своей концепции эти представления. Вместе с тем сохранение многих элементов классической геосинклинальной терминологии представляется полезным и необходимым» (Хаин, 1986, с.11). Через 10 лет необходимость в самом понятии «геосинклиналь» у В.Е. Хаина исчезает, так как под соответствующими районами, как теперь обнаружилось, нет каких-либо специфических глубинных процессов: это место формирования (если коротко) коллажа террейнов на границах плит (Хаин, Ломизе, 1995). Но вскоре оказывается, что «...в последние годы все больше начинает ощущаться, что тектоника плит так и не стала той общей, подлинно глобальной теорией Земли, о которой уже двести лет,

начиная с Джеймса Геттона, мечтают геологи» (Хаин, 1996, с.38). Ощущение неблагополучия выражено, но довольно мягко, совершенно не соответствует реальной ситуации.

Примерно так же характеризует современное состояние ГТП Е.Е. Милановский: ГТП «... вступила в критическую фазу своего развития, возможно, предшествующую смене ведущей парадигмы теоретической тектоники и шире – геологии...» (Милановский, 2000, с.216). По мнению Ю.М. Пушаровского «плейт-тектоника – это несравненно более умозрительное построение, чем эмпирическое» (Пушаровский, 1999, с. 132). Б.А. Блюман указывает на «... необходимость уточнения базовых положений тектоники плит, касающихся как в целом глобальной геодинамики, так и в частности процессов спрединга, субдукции, линейных магнитных аномалий, вопросов геохимии и геохронологии базальтов океанов и др.» (Блюман, 2008, с.86).

Тем не менее, ГТП - преобладающая в настоящее время концепция тектогенеза. Только это обстоятельство заставляет автора очередной раз обратиться к критике гипотезы и ее применения. В процессе рассмотрения фактов, якобы свидетельствующих о реальности ГТП, не будем касаться неоднократно обсуждавшихся (например, в (Мейергофф, Мейергофф, 1974) и др.) сведений по климату, палеонтологии, литологии осадков и пр.. Вполне достаточно и других данных.

### НЕСКОЛЬКО ЗАМЕЧАНИЙ ОБ ИСТОРИИ ГТП

Встречается утверждение, что гипотеза мобилизма восходит к «Новому Органону» Ф. Бэкона (1620), т.е. предшествует геологической науке. Приводимая ниже цитата из четвертой части этого произведения не оставляет сомнения в ошибочности такого мнения. «...мы не должны забывать, что в самом строении мира — в его больших частях — нельзя пренебречь примерами подобия. Таковы Африка и Перуанская область с континентом, простирающимся до Магелланова пролива, ибо и та и другая области имеют подобные перешейки и подобные мысы, а это не случайно.

Так же и Новый и Старый Свет. И тот и другой расширяются к северу, к югу же сужаются и заостряются» (Бэкон, 1978, с.131). Очевидно, речь идет только о форме континентов, а не об их перемещении.

В XVIII веке вплоть до «Теории Земли» Дж. Хаттона (1788) (Hutton, 1788), разрушившей идеально упорядоченную нептунианскую геологию, восходящую к Н. Стено, идеи мобилизма также не просматриваются.

В XIX веке у некоторых геологов, например у Ч. Лайеля (1860) и Э. Зюсса (1892), создавшего энциклопедический труд «Лик Земли» и оказавшего большое влияние на своих русских последователей (Suess, 1892), появляются предположения о причинах наблюдаемого расположения континентальных масс. У Зюсса их позиция могла косвенно предполагать относительное перемещение (хотя предпочтение в разделении Гондваны отдается исчезновению континентальных мостов).

В явном виде мобилизм оформлен в работе А. Вегенера (1915) (Вегенер, 1984). Им в полной мере использованы имевшиеся в то время аргументы в пользу предшествовавшего единства Евразии-Африки и Северной-Южной Америк. Движущей силой их разделения считалось вращение Земли, по-разному влияющее на изостазированные блоки коры и (судя по использованным мощностям объектов) верхних горизонтов мантии континентов и океанов.

Сегодня такой механизм едва ли кого-то заинтересует. Не очень привлекательным казался он и геологам 20-30-х годов XX века. Но с появлением идеи спрединга, высказанной А. Холмсом в 1931г (Мейергофф, Мейергофф, 1974), и мантийной конвекции, движущей материи, например, у Ф. Венинг-Мейнеса (Венинг-Мейнес, 1940), мобилизм стал прибавлять в популярности. Хотя такой подход не выявляет источник энергии процесса, что справедливо отметил Г. Джеффрис: «...о теории тепловой конвекции: она количественно неудовлетворительна и качественно неприемлема; она представляет собой объяснение, которое не объясняет ничего из того, чему мы хотели бы найти объяснение» (Джеффрис, 1960, с. 421). Современные им мобилистские представления критиковали и многие известные советские геологи первой половины XX века – А.Д. Архангельский, П.Н. Кропоткин, Н.С. Шатский.

Но на Западе количество сторонников мобилизма росло, особенно после появления палеомагнитных данных о перемещениях континентов. Конкретные примеры использования этой методики приведены ниже, ознакомьтесь с подробным и аргументированным анализом

(результат которого – отрицание возможности использования таких данных подобным образом) можно по работе (Storetvedt, 1997). Остановимся здесь лишь на некоторых редко упоминаемых аспектах проблемы. Вопросы возникают уже при описании магнитного поля Земли. Считается необходимым обнаружить в результатах наблюдений “главное” поле, приписываемое некоторому центральному (желательно - осевому, т.е. совпадающему с осью вращения планеты) диполю (и считать его существовавшим всегда), а остальную часть рассматривать как осложнения. В таком подходе априори закладываются определяющие черты модели, которая должна была бы получаться только после интерпретации поля. Не получил широкого применения подход, представляющий собой одно из следствий модели Шмидта-Бауэра (Baer, 1920, Schmidt, 1924), и предлагающий описывать поле путем расчета локальной магнитной постоянной ( $G$ ). Она должна быть одинаковой по всей поверхности Земли, если поле создается единым осевым центральным диполем. Если же принятая гипотеза неверна,  $G$  достигает максимума в месте приближения диполя к поверхности и симметричного минимума в месте максимального удаления от поверхности (если диполь сохраняет ориентировку). Карта  $G$  Земли обнаруживает размещение одного экстремума в  $100^{\circ}$  от второго, т.е. диполь не просто смещенный, но и не единый или развернутый от оси вращения Земли. Такая же картина получается и для палеополей, если не подгонять результаты определений вектора первичной остаточной намагниченности ( $J_n$ ) к представлениям о существовании единого осевого диполя.

Приведенные (и многие другие) соображения указывают на необходимость использования в палеомагнетизме гипотезы центрального регионального диполя: “Магнитное поле данного региона, как в настоящем, так и в прошлом, может быть представлено, независимо от его природы, полем центрального диполя, ориентация и магнитный момент которого меняются сходным образом для всех частей региона” (Семаков, 1998, с.100). Сохраняя возможности описания поля, такой подход позволяет избежать опасностей, содержащихся, например, в используемом ныне термине “виртуальный геомагнитный полюс”. “Виртуальный геомагнитный полюс - положение геомагнитного полюса, определенное по элементам геомагнитного поля, измеренным в некоторой точке (прямые наблюдения или по  $J_n$  горных пород) в предположении, что геомагнитное поле - поле центрального осевого диполя” (Печерский, Диденко, 1995, с. 49). Первая трактовка термина исключает использование палеомагнитных данных для определения положения региона по отношению к географическому полюсу Земли в период образования  $J_n$ , чем позволяет избежать множества тектонических спекуляций в духе тектоники плит.

Ведь определения места магнитного полюса даже по современным наблюдениям для удаленных станций дают отклонения от его реального положения до 1500-1800 км (Кузнецов, 1990), а сам магнитный полюс смещен от географического на 2500 км. Характеристики  $J_n$  несравненно менее точны, чем устанавливаемые для современного поля, особенно в структурах первично-осадочных пород и интрузивах, претерпевших стресс и складчатость (в том числе и не заметную на участке отбора образцов, входящем в состав крупной структурной формы), при которых намагниченность становится анизотропной (Завойский, 1999). Синхронность данных о  $J_n$  в разных регионах определяется с допусками в сотни тысяч и миллионы лет (часто – больше). Склонение и наклонение по историческим и археомагнитным данным испытывают колебания с периодами  $n.100 - n.1000$  лет с амплитудой около  $10^{\circ}$ , что создает различия в определении места полюса до 1-2 тыс. км. Таким образом, погрешность установления места континента в геологическом прошлом по палеомагнитным данным сопоставима с размерами континента (или превосходят их) и расстояниями, на которые якобы необходимо переместить континенты.

Представление о преобладании в магнитном поле Земли эффекта одного центрального осевого диполя опровергается подсчетом интенсивности источников, описывающих поле, в частности, вдоль 90 меридиана: центральный диполь - 20 мкТл, источник Бразильской аномалии - 4 мкТл, Канадской - 6 мкТл, Сибирской - 9 мкТл, Антарктической - 4 мкТл (Кузнецов, 1998). В такой ситуации кажется вполне реальной гипотеза Е. Хоупа (Hore, 1959) об “агонистическом” характере движения северного магнитного полюса, т.е. как о точке на линии, где в данный момент уравниваются эффекты региональных источников переменной во времени интенсивности. Как и гипотеза В.В. Кузнецова, объясняющая суперпозицией эффектов нескольких источников не только положение полюсов и их современное движение, но и траектории движения полюсов при смене полярности и скорость их перемещения во время этой процедуры (Кузнецов, 1998). Детальные исследования поведения магнитного поля в период инверсий и экскурсов достоверно демонстрируют отсутствие момента нулевой напряженности поля, что неизбежно при перемагничивании центрального осевого диполя (Сергиенко, Шашканов, 1999).



Следует подчеркнуть, что негативное влияние на результат перечисленные факторы оказывают независимо от тщательности магнитной чистки образцов и соблюдения требований статистики Фишера.

Тем не менее, после появления палеомагнитной информации и публикации работ Р. Дица, Г. Хесса, Ф. Вайна и Д. Мэттьюза (Dietz, 1961, Hess, 1962, Vine et al., 1963) начался период расцвета ГТП. Идея кратко сформулирована Р. Дицем: «Срединно-океанические поднятия ... маркируют восходящий мантийный поток, или область дивиргенции; глубоководные желоба ассоциируются с зонами конвергенции, или с нисходящими мантийными потоками» (Dietz, 1961, p.855). Хотя авторы оговаривают предварительный характер концепции, обоснование которой еще впереди. «...теория раздвигания океанического дна или теория спрединга – является в значительной степени интуитивной... требует принятия модели земной коры. Поскольку эта модель вытекает из самой концепции, мы не предприняли никаких попыток к ее обоснованию» (Dietz, 1961, p.857). «Вряд ли можно ожидать, что справедливыми окажутся все выдвинутые автором многочисленные предположения» (Hess, 1962, p.602).

Ф. Вайн и Д. Мэттьюз дополнили гипотезу представлением о роли полосовых магнитных аномалий как источнике хронологии движения плит.

По представлениям основателей современного варианта мобилизма в мире имелось небольшое количество перемещающихся литосферных плит. По (Morgan, 1968) – 6. Но пользователей это быстро перестало устраивать, особенно при перенесении ГТП на континенты. В 1969г их стало 9, в 1974г – 11, 1976г – 20, 1978 – 25, но уже к 1975г картина начала дополняться произвольно вводимыми микроплитами (террейнами) и их общее количество (включая мелкие) приблизилось в этот момент к 100, затем их стало невозможно пересчитать. Введение террейнов и горячих точек (абсолютно не вписывающихся в стартовую модель ГТП) привело к полному хаосу. Не упрощает картину и желание пользователей гипотезы закрывать многочисленные океаны прошлого в тех районах, где они перестают быть им нужны. В актуальной (якобы наблюдаемой в настоящее время) плитовой тектонике нет закрывающихся океанов.

А. и Г. Мейергоффы характеризовали ситуацию 70-х годов XX века после массового принятия геологами ГТП такими словами. «Ученых, работающих в одиночку, и целые научные школы объединяет вера в то, что дрейф – это факт. Во всех других отношениях их взгляды столь же различны, как три слона, мысленно воссозданные тремя слепыми людьми. Они индифферентны по отношению к противоположным точкам зрения и почти не предпринимаят попыток согласовать даже свои собственные идеи. И все вместе они отклоняют или игнорируют (как мелкие нерелевантные или незначительные) факты, которые их раздражают, потому что не вписываются в их концепцию» (Мейерхофф, Мейерхофф, 1974, с. 444). В дальнейшем ситуация не улучшилась, что дало повод стороннику мобилизма Ч.Б. Борукаеву, придать подзаголовку своей статьи вид вопроса «террейнология или террейномания?» (Борукаев, 1998, с.1329).

Высказанная гипотеза за 50 лет существования так и не обзавелась количественно охарактеризованным источником энергии глубинного процесса. Более того, благополучно сосуществуют представления о движущем механизме: плиты тянет за собой мантийное течение, они соскальзывают с океанического поднятия или их тащат погружающиеся в зоне субдукции и уплотняющиеся края и т.п.. Это не удивительно: оценочные расчеты показывают, что мощность необходимых источников энергии на порядки больше реальных в Земле.

## **ПОРЯДОК АНАЛИЗА**

Нет необходимости обсуждать все имеющиеся в настоящее время построения, использующие ГТП. Представляется более перспективным провести очередное сравнение гипотезы с геолого-геофизическими фактами.

Можно использовать два варианта такого контроля. Первый автор применяет для разрабатываемой им адвекционно-полиморфной гипотезы - АПГ (Гордиенко, 1975, 1998, 2007, 2012, Гордиенко и др., 1982, Тектоносфера..., 1992 и др.). Она опирается на систему эндогенных режимов В.В. Белоусова (с небольшими дополнениями) и определенный источник энергии – радиоактивный распад в породах коры и верхней мантии, способ переноса энергии – адвекция. Отметим, что сконструированный механизм включает (особенно – в рифее и фанерозое) существенные (до первых сотен км) горизонтальные перемещения вещества тектоносферы. Для любого периода от раннего архея до наших дней может быть количественно обоснована схема тепломассопереноса, выбран эндогенный режим, построена нестационарная

тепловая модель и изменяющееся во времени распределение физических свойств пород. Используя их и решая только прямые задачи, можно определить геологические проявления процесса и аномалии физических полей. Они сравниваются с наблюдаемыми, расхождения не превышают величин, обусловленных погрешностями наблюдения и расчета.

К другим гипотезам, в частности к ГТП, этот подход неприменим. В этих случаях (второй вариант) проверками считаются такие процедуры. Создается некоторое распределение физических свойств в коре и мантии, которое на качественном уровне считается авторами отвечающим гипотезе (его обоснование без численно охарактеризованного источника энергии – чисто словесное). Затем свойства изменяются так, чтобы можно было объяснить наблюдаемые геологические события и физические поля. Вопросы - почему происходит такой процесс? почему здесь? почему в это время? – не обсуждаются. Если подобранные распределения физсвойств пород не кажутся слишком отличающимися от реальных, процедура проверки считается успешно выполненной. Казалось бы, такой «контроль» обязательно должен быть успешным. Но гипотеза тектоники плит не выдерживает и его. Укоренившееся в последние десятилетия использование микроплит (террейнов) и плюмов для решения региональных и локальных геологических задач на континентах привело к тому, что все накопившиеся схемы уже невозможно согласовать между собой. Поэтому в материковых регионах достаточно просто описать примеры подобного «анализа», полностью дискредитирующего ГТП в качестве инструмента получения реальных результатов.

На океанах и в переходных зонах, на материале которых якобы и сконструирована ГТП, есть смысл еще раз (это неоднократно сделано и автором и другими) сравнить ее основные постулаты с геолого-геофизическими фактами.

## ГТП НА КОНТИНЕНТАХ

Лучше всего обратиться к хорошо изученным районам Евразии, в западной части которой логично для начала использовать результаты готовой подборки А.В. Чекуновым (Чекунов, 1976) мнений сторонников ГТП для входящего в Средиземноморский пояс юга Украины (Скифская плита, Черное море). "Исследователи, придерживающиеся мобилистских концепций и использующие одну и ту же им близкую методологическую основу, приходят к очень разным выводам о направлении и характере тектонических движений при формировании структур Средиземноморья, а именно: а) дрейф Африки и Европы происходил без широтных сдвиговых смещений (Буллард, Бюролле и др.); б) Средиземное море - это зона крупного широтного сдвига, левостороннего или того и другого типов, вместе взятых (Ван-Хилтен, Кэри, Берд и др.); в) в Средиземном море имел место некоторый широтный сдвиг с "отрывом" или дрейфом отдельных сегментов литосферы (Ритсема, Смит, Фогт); г) Африка и восточная часть Средиземноморья поддвигаются под Турцию, Грецию и Италию (Дьюи, Берд, Капуто, Райан, Боуэн и др.)" (Чекунов, 1976, с.3). Для альпийской геосинклинали Карпат "Субдукция... трактуется самыми различными способами: литосферные плиты "заталкиваются" под них со всех возможных сторон - с севера, со стороны молодой эпигерцинской платформы Центральной Европы, с северо-востока и востока со стороны древней Восточно-Европейской платформы, с юга и юго-востока, от Мизийской плиты и, наконец, с запада, от Паннонского массива. Любопытно, что с какой бы стороны литосферная плита не заталкивалась, по мнению указанных авторов оказывается, что имеющийся по Карпатам геологический и геофизический материал вполне этому соответствует" (Чекунов, 1976, с.13).

Для Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) и Донбасса рассматриваются, по крайней мере, два варианта глубинных процессов в рамках ГТП. В одном случае речь идет о рифтогенезе (т.е. о растяжении земной коры расходящимися плитами) и последующем формировании синеклизы (от карбона до кайнозоя) над остывающим астеносферным выступом без изменения тектонического режима (Куснир и др., 1997). В другом - о формировании в карбоне-перми Днепровско-Донецкой сутуры в месте поддвигания коры палеорифта в зону субдукции или другой разновидности сжатия коры региона сдвигающимися плитами (Истомин, Евдошук, 2002, Юдин, Артеменко, 1996). Для полноты картины упомянем, что после этих работ появилась статья, согласно которой в конце девона в северо-западной части ДДВ существовала зона субдукции, но в отличие от мнения авторов (Истомин, Евдошук, 2002, Юдин, Артеменко, 1996) расположенная не вдоль, а поперек впадины (Гарецкий и др., 2005).

Эта «вседозволенность» не идет ни в какое сравнение с царством хаоса, возникающего при использовании микроплит (террейнов). Часто их перемещения восстанавливаются по

палеомагнитным данным, возможности которых оценены выше. Остановимся на одном из возможных примеров - Омолонского массива из позднекиммерийской геосинклинали северо-запада Тихоокеанского пояса. Он не представляет собой исключения. Другие элементы пояса тоже путешествовали по мнению сторонников ГТП на значительные расстояния по сложным траекториям прежде, чем встали на современное место в сложной мозаике. При этом они неоднократно пересекали зоны субдукции разного возраста, почему-то не погружаясь в них. Точно так же вели себя террейны по другую сторону Берингова пролива (Парфенов и др., 1999). Но все же максимальное впечатление производят траектории (рис. 1, подборка данных выполнена В.Ф. Белым). По расчетам (Зонненшайн и др., 1987) массив, стартовав в верховьях Ганга в ордовике, достиг к раннему карбону поднятия Хесса и к среднему – Берингова пролива, в триасе заглянул на Аляску, в раннем мелу – в Чукотское море и в среднем встал на свое нынешнее место. Через три года по мнению на 2/3 того же коллектива авторов его странствия длились всего 80 млн. лет и протекали совсем в иных местах (Зонненшайн и др., 1990) (рис. 1). Данные других исследователей (Бондаренко и др., 1997) свидетельствуют о расположении массива в ранней юре на современном месте. Но затем он отправился на северо-восток, чтобы в среднем мелу вернуться обратно. Все варианты путешествий массива нельзя представить на рисунке. Например, по Л.М. Парфенову с соавторами (Парфенов и др., 1999) он с другими террейнами беспорядочно перемещался между блоками Сибирской (Северо-Азиатской) и Северо-Американской платформ, а все они вместе двигались от экватора (в девоне) на север, и в поздней юре и мелу достигли современных координат.

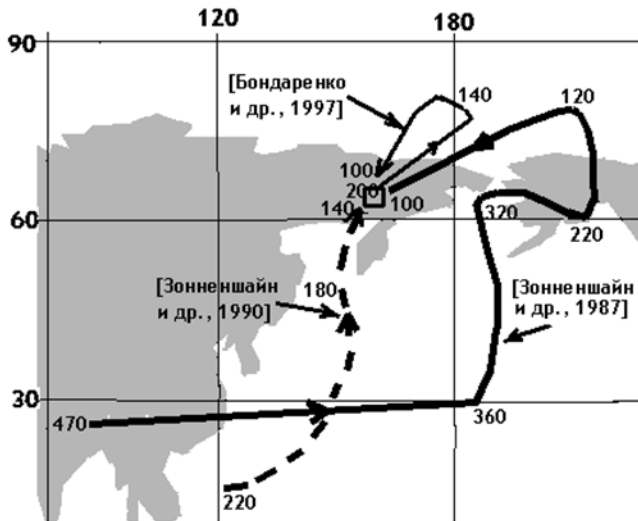


Рис. 1. Траектории перемещений Омолонского массива по данным разных авторов. Цифры у кривых – возраст в млн. лет.

Такая «суэта террейнов» добром не могла кончиться. И действительно: в среднем мелу Кузбасс и часть Японии оказались в одной точке (Irving, 1964). Потом, правда, разошлись по своим местам.

На территории Украины наиболее впечатляющее путешествие совершил Горный Крым (точнее - две его части,

следовавшие несколькими маршрутами и поворачивавшиеся на разные углы). В средней юре он находился на 19-20° южнее современного положения, контактировал с вулканической дугой Малого Кавказа и Родопским массивом. Затем перемещался отдельно от Восточно-Европейской платформы (ВЕП), отдаляясь от названных структур (сейчас каждая из них находится примерно в 1000 км от Горного Крыма) практически до мела, пока не занял место на южной границе Скифской плиты (Печерский и др., 1993).

Другой вариант подобной конструкции (для новейшей геодинамики) состоит в фиксации всех террейнов в современном положении, но каждому из них приписано свое направление движения, обеспечивающее образование прогибов, поднятий, складчатости, надвигов и т.д. в нужных местах. Таковы, например, плиты Восточно-Европейская, Западно-Европейская, Африканская, Аравийская, микроплиты Паннонско-Трансильванская, Адриатическая, Западно-Черноморская и Анатолийская, маневрирующие в Карпато-Динаридском регионе (Дослідження..., 2007). Но в другом варианте подобного анализа (Grenerczy et al., 2002) в регионе (кроме крупных плит) обнаруживаются Адриатическая (с другими границами), Богемская, Альпийско-Северопаннонская, Тисо-Дакийская, Динарская и т.д..

В последние годы распространено использование сведений о фиксируемых GPS вертикальных и горизонтальных перемещениях точек на поверхности Земли. Сама по себе эта информация – большое подспорье при исследовании новейшей тектоники. Но ее применение в качестве доказательства влияния спрединга на процессы геологической длительности (в миллионы – сотни миллионов лет), происходящие на расстояниях в сотни и тысячи км от океанических хребтов, совершенно неприемлемо. Еще А.А. Никоновым была показана (Никонов, 1974 и др.) невозможность экстраполяции скоростей вертикальных движений поверхности,

установленных на малых временных базах, на значительные отрезки времени. Для интервалов в несколько лет и геологически значимых скорости оказываются на порядки различными, часто не сохранялся и знак перемещения. В качестве примера можно привести данные о скорости поднятия флишевой зоны Карпат (Дослідження..., 2005) (рис. 2).

Очевидны различия скорости в отдельные периоды рассматриваемого временного интервала более чем на порядок. Для настоящего времени эти данные согласуются по

порядку величин с  $V$ , установленными по GPS-сети в виде отличий от скоростей вертикальных перемещений ВЕП (Heidbach et al., 2007) (рис. 3), т.е. характеризующих именно перемещения в Карпатском регионе. Отметим, что скорости горизонтальных движений вполне сопоставимы по величине со скоростями вертикальных.

Полные (не редуцированные по ВЕП) значения горизонтальных скоростей в регионе по GPS-сети составляют 25 мм/год (Grenerczy et al., 2002) – рис. 4А. На рисунке приведены несколько сглаженных данные: в более детальном варианте изображения видно, что некоторые векторы исходят из одной или близких точек с разницей направлений до  $30^\circ$ . Принципиально близкие результаты получены по менее плотным сетям SLB (Schlumberger) и DORIS, но в некоторых публикациях присутствуют для точек в Тихом океане и на его берегах различия между направлениями векторов до более  $90^\circ$ . Заметно не отличаются и данные по сети VLBI

(Very long base interferometry), полученные по иной методике (International...).

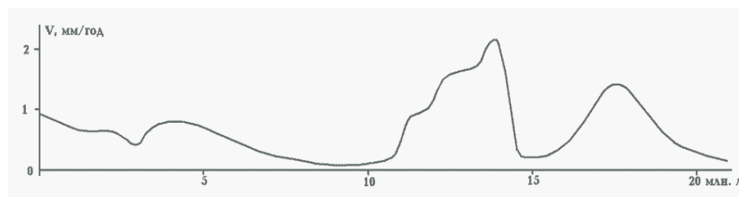


Рис. 2. Изменения скорости поднятия поверхности ( $V$ ) флишевой зоны Восточных Карпат.



Рис. 3. Скорости горизонтальных и вертикальных движений поверхности в южной части Карпатского региона по данным GPS-сети (Heidbach et al., 2007).

Направление смещений в Евразии – северо-восточное с переходом на востоке континента к восточному и восток-юго-восточному. Считается, что это – совместное влияние спрединга в Срединно-Атлантическом хребте (САХ) и хребтах Индийского океана.

Но почему-то не учитывается, что севернее Евразии располагается спрединговый хребет Гаккеля, продолжающийся в Якутии Момским рифтом, а все окраинные моря восточной периферии Евразии ГТП считает зонами «рассеянного спрединга». Должны осложнять распределение смещений субмеридиональные рифты Северо-Индийского хребта и Восточной Африки.

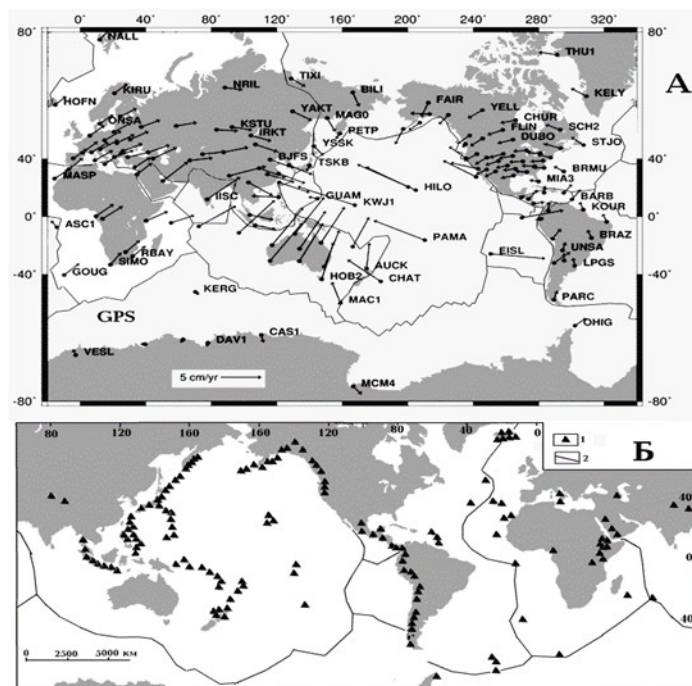


Рис 4. А - Схема абсолютных горизонтальных движений плит земной коры по данным мировой сети станций GPS (International...). Б – размещение действующих вулканов (1) и COX (2).

Полная картина смещений (рис. 4) не обнаруживает их связи со спредингом. Направления оказываются параллельными рифтам Мона, Книповича, Момскому, Галапагосскому, Южно-Индийскому, центральной части Срединно-Атлантического. Смещения сохраняют направление при пересечении рифтов Северо-Индийского, Восточно-Африканского, Хуан-де-Фука, предполагаемого продолжения Момского рифта в Охотском море. Смещения на Антарктическом полуострове не направлены от рифтового хребта. При одинаковой (с точки зрения ГТП) ситуации в Северной и Южной Америке смещения направлены преимущественно в противоположные стороны.

Распространенное среди сторонников тектоники плит представление о возникновении зоны коллизии (складчатости, надвигообразования) в альпийском Средиземноморско-Индонезийском подвижном поясе в результате давления движущихся с юга плит Африки, Аравии и Индии на Евразию не очень увязывается с данными рис. 4. Но полная нелепость такой гипотезы становится ясной при более подробном рассмотрении структуры пояса (рис. 5).

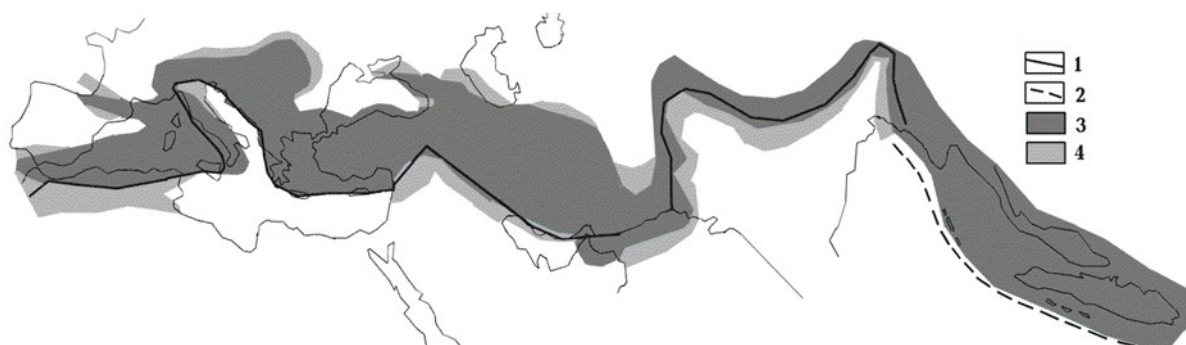


Рис. 5. Схема альпийского Средиземноморско-Индонезийского подвижного пояса (Хаин, 1984 и др.).

1 – северные границы Африканской, Аравийской и Индийской плит, 2 – ось желоба перед островными дугами Индонезии, 3 – складчатые зоны и срединные массивы альпийских геосинклиналей, 4 – молассовые прогибы.

Расположение северных границ южных плит заметно различается у разных авторов, приведенный вариант – один из нескольких возможных. Практически везде молассовые прогибы оказываются на южных плитах. Т.е. речь идет не о коллизии, а о субдукции континентальной плиты, что требует специальных объяснений (низкая плотность последней исключает основной сегодня гипотетический механизм движения плит – за счет полиморфного уплотнения края базитовой плиты). Во всех складчатых зонах вергентность пликтивных дислокаций ориентирована наружу, к молассовым прогибам. В районе Пиренеев, Бетид, Рифа и Тель-Атласа распределение складчатых зон и молассовых прогибов исключает возникновение этой конструкции давлением с юга. Эта и многие другие сложности снимаются обычным для ГТП методом: постулированием появляющихся и исчезающих океанов (Паннонского и др.), перемещениями и вращениями террейнов, т.е. от первоначальной наглядной схемы ничего не остается. Отметим, кстати, что предгималайский прогиб непосредственно переходит в преддуговой желоб (рис. 5), что с точки зрения ГТП по меньшей мере странно.

Обоснование смещений (рис. 4 и др.) через объем магматизма в зоне спрединга по ГТП выглядит так. В результате океанического рифтового вулканизма формируется второй слой океанической коры средней мощностью около 1,5 км. Он на 2/3 своего объема сложен вулканическими породами. Скорость раздвижения (спрединга) океанической коры в обе стороны от рифтовой зоны составляет в среднем 3 см в год.

Таким образом, при протяженности срединно-океанических хребтов (СОХ) 65 тыс. км общая «производительность» всех вулканов рифтовых зон составит в среднем 4 км<sup>3</sup>/год (Подводный ..., 2013). Почему только 1 км мощности коры формируется спредингом? Откуда берутся остальные 4 км мощности твердой океанической коры? Это остается непонятным, но зато можно сопоставлять скорости раздвижения плит и скорости, установленные по GPS-измерениям и говорить об их соответствии.

Попутно «определен» и общий объем вулкаников в мировой рифтовой системе, который затем используется в «решении» других задач. Никакая информация о реальном магматизме оказывается не нужной, все делается в рамках умозрительной плитовой модели. Марк Твен по

сходному поводу заметил: «В науке есть нечто притягательное. От капиталовложений в виде пустяковых фактов получают оптовые прибыли в виде предположений». Во всей рассмотренной системе рассуждений факт один – «возраст коры» по полосовым магнитным аномалиям. С точки зрения анализа глубинных процессов это даже не пустяковый, а мнимый факт (см. ниже).

Оценим объем магматических пород, возникающих в коре Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТОП) и Южно-Тихоокеанского поднятия (ЮТОП) по максимуму. Рельеф южной и части восточного поднятий сформировался «с позднечетвертичного времени» (Голубева, 2009, с.3) (т.е. в последние 140 000 лет). В центре он представлен экструзиями шириной 500-700 м (Петрологические..., 1996). Представим их как единую дайку протяженностью 20 000 км с подошвой у кровли магматического очага, располагающейся по геотермическим, сейсмологическим, геоэлектрическим и петрологическим данным на глубине в среднем около 4 км под дном (Гордиенко, 2012, Дмитриев и др., 1990, Удинцев, 1987 и др.). Получим 0,3 км<sup>3</sup>/год. Этого совершенно недостаточно для фиксируемых GPS скоростей смещений.

Данные, приведенные на рис. 4Б, демонстрируют кроме того предвзятость распространенного среди сторонников ГТП мнения о приуроченности магматизма к зонам растяжения коры. В зонах максимального растяжения (осевых частях СОХ) современных вулканов почти нет (Исландию с явно континентальной корой и 12% кислых эффузивов (Апродов, 1982) нельзя отнести к СОХ). Вулканы сосредоточены в зонах субдукции – районах максимального сжатия – и составляют 75-80% всего современного объема магматического материала Земли (Ритман, 1964 и др.).

### ГТП В ОКЕАНАХ

Общеизвестные основные постулаты ГТП в изложении Дица приведены выше. Попытки проконтролировать их правильность начались сразу после выдвижения гипотезы.

Реакция адептов ГТП на результаты проверок может быть проиллюстрирована откликом (письмом) на статью Мейергоффов, в которой сообщалось о находке при драгировании дна Атлантики докембрийских пород. «Я изумлен, что Вы можете придавать значение такого рода данным. В конце концов, это драгирование было произведено до 1960 г., а ничто, выполненное до этой даты, не имеет значения для современной геологии. Мы потратили более двух месяцев на производство детальной съемки (магнитной – авт.) этой же площади и не нашли ничего в подтверждение возможности наличия здесь кембрийских осадков» «Наша съемка проводилась в 200 км на юго-восток от площади ... драгирования. Мы не нуждаемся в проведении драгирования или взятии проб, поскольку наших профилей... вполне достаточно для получения необходимых фактов». «...человек, писавший эти слова, является одним из лидеров новой глобальной тектоники... мы не называем его имени. Наша цель - показать образ мышления... людей, ...которые настаивают на том, что они ученые» (Мейергофф, Мейергофф, 1974, с.435).

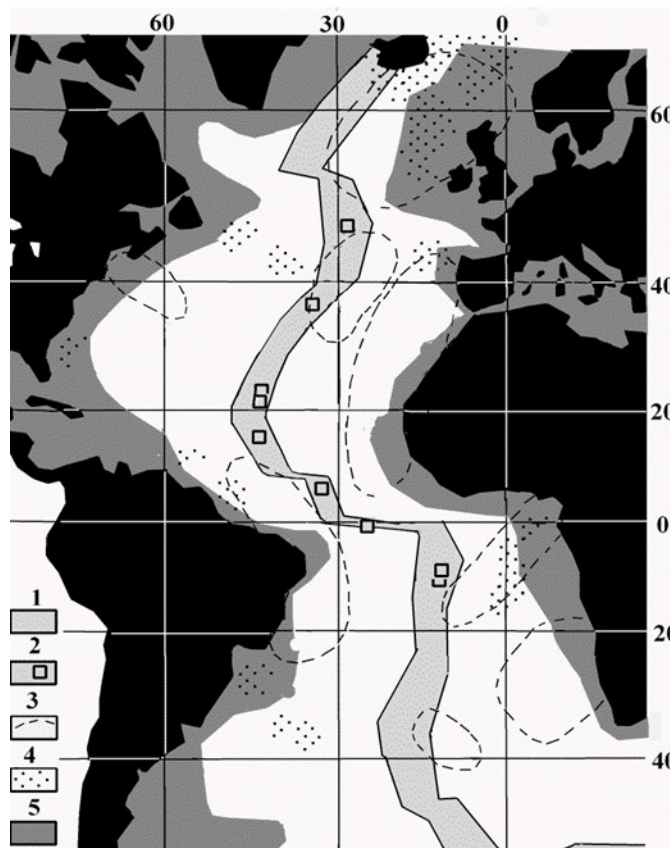
Стремление «закрывать» все достижения предшественников - отличительная черта «революционной» лженауки, не только в геологии. Сторонники ГТП часто сравнивают проведенное ими преобразование наук о Земле с квантовой революцией в физике. Е.Б. Александров и В.Л. Гинзбург в статье «О лженауке и ее пропагандистах» замечают по подобному поводу: «Так называемая «революция в физике» в начале нынешнего века, ярчайшими представителями которой были Эйнштейн и Бор, не опровергала Ньютона и Галилея, а дополняла их механику в той области скоростей и масштабов, где человечество до того не имело опыта» (Александров, Гинзбург, 1999, с.200). В англоязычной «Энциклопедии геологии» (2005) есть раздел «Famous geologists». Ни один из ученых, названных в самом начале этой раздела, труды которых, по мнению автора, составляют фундамент современной геологии, не упомянут (Famous..., 2005).

Описание подобных «дискуссий» можно продолжить по литературным данным и собственным впечатлениям автора, но обратимся лучше к существу дела.

1. Согласно ГТП в центральной части срединных хребтов возраст только что образовавшихся коровых пород должен быть близок к нулевому и постепенно увеличиваться при отодвигании плиты. Цирконы из лав, поднятых в разных точках осевой линии Срединно-Атлантического хребта, характеризуются возрастом 1-2 млн. лет. Но встречены и ксенокристаллы цирконов с возрастными: от 457 до 2970 млн. лет. Изотопный состав гафния

подтверждает это, такие цирконы обнаруживались и ранее (Костицын и др., 2008), они могли быть вынесены из подстилающей верхней слой древней коры.

В центральном тропе САХ и на некоторых уступах вдоль секущих его разломов располагается множество значительных по размеру (в десятки км длиной) участков выхода на поверхность дна пород нижнего слоя коры. На этом фрагменте хребта длиной около 6,000-6,500 км драгирование и бурение поставляют их образцы, по которым определяется возраст (рис. 6) (Погребницкий, Трухалев, 2002, Рудич, Удинцев, 1987 и др.). Породы представлены широким комплексом от ультрабазитов до плагиигранитов, метаморфизованных в фациях от зеленосланцевой до гранулитовой. Внутри этой группы выделяются мантийные породы, которые ниже не рассматриваются. Некоторые образования можно отнести только к континентальной коре (Силантьев и др., 1992).



Данные о возрасте коровых образцов приведены в табл. 1, где сопоставлены с датировками пород Украинского щита (УЩ) (с ними согласуются датировки пород всех щитов мира) и расчетными возрастными событиями на континентах по АПГ (Гордиенко, 2012).

Рис. 6. Схема основных структурных элементов дна Атлантического океана по (Андреев, 2004, Силантьев 1984 и др.).

1 - осевая зона САХ, 2 – участки хребта, где встречены древние породы фундамента по (Погребницкий, Трухалев, 2002, Рудич, Удинцев, 1987, Силантьев и др., 2000, Тектоника..., 1981 и др.), 3 – районы, сохраняющие специфический состав вулканитов на протяжении нескольких этапов магматической активности по (Жогарко, Асавин, 2007), 4 – районы недавней суши по (Фролова и др., 1989 и др.), 5 – шельф, материковый склон и подножье.

Таблица 1. Сравнение расчетных возрастов активизаций по АПГ (М), экспериментально установленных возрастов активизаций УЩ и САХ в млн. лет

М	УЩ	САХ	М	УЩ	САХ	М	УЩ	САХ
2650	2660	2650		1950				840
2600	2600	2580	1850	1880	1860	790	770	780
2550	2550	2520	1800	1800	1800	600	650	650
2500	2500	2490	1750	1750	1740		500	530
2400	2430	2420		1690	1690	400	370	350
2350	2340				1630		250	250
2280	2290			1580	1570	200	180	160
2240	2240		1480	1500	1500			120
2200	2200		1350	1350	1370		70	70
2150	2150		1250	1230				40
2120	2110	2130	1100	1100				20
2060	2060		950	900	990	5	5	1-3
2000	2000	2000						

Очевидно, что все три совокупности датировок отражают близкие последовательности магматических и метаморфических событий. Изученность САХ много меньше, чем УЩ, а фанерозойская активность – больше. Отсутствие нескольких модельных датировок связано с расчетом эволюции одного блока, на щите и хребте датировки собраны на многих блоках, где активные события происходят с некоторыми сдвигами во времени (Гордиенко, 2009а,б).

Приведенная последовательность датировок совершенно не отвечает спредингу. Даже в базальтах второго слоя в центре САХ метаморфизм пород происходил в несколько этапов, фиксируются возрасты 2-3, 27 и около 60 млн. лет (Силантьев, 1984).

Метаморфические породы фундамента САХ возникли в условиях, принципиально не отличающихся от обычных для длительно развивавшейся мощной коры (рис. 7). Т.е. нижний слой – не новообразование, а остаток древней континентальной коры, в том числе и архейской. Древние породы вне САХ обнаружены на банке Роккол, Азоро-Бискайском хребте, в Бискайском заливе, на Фолклендском поднятии (Блюман, 2008, Рудич, Удинцев, 1987). Известно «...обнаружение... в районе восточного сочленения САХ с зоной разломов Романш мощной (более 4 км) мел-палеогеновой осадочной толщи, верхняя часть которой сложена палеоцен-эоценовыми грубозернистыми кварцевыми песчаниками – продуктами размыва располагавшихся где-то неподалеку гранитных пород» (Погребицкий, Трухалев, 2002, с.195)

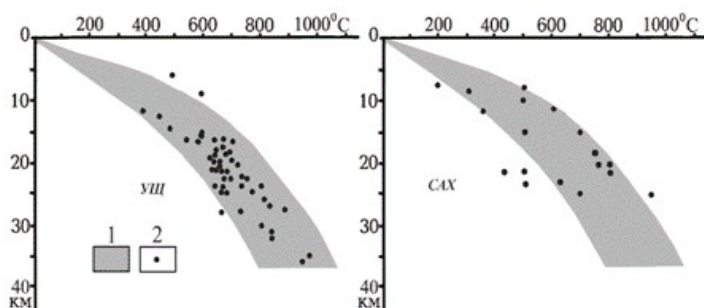


Рис. 7. Условия метаморфизма пород УЩ и САХ по данным, обобщенным в (Гордиенко, 2012). Серым цветом показан расчетный диапазон условий метаморфизма по АПГ.

Подобные породы встречаются также на оси хр. Карлсберг в Индийском океане (Мейергофф, Мейергофф, 1974) и на располагающихся в пределах этого океана многочисленных «микроконтинентах», на хребте Мона в Арктическом океане (Рудич, Удинцев, 1987, Тектоника..., 1981). В эскарпах разломов Кларион и Клиппертон в центральной части Тихого океана обнаружены породы, подстилающие палеоген-неогеновые отложения. Среди них выделены две группы: 1. Гранитовые гнейсы, гранулиты, кристаллические сланцы и амфиболиты, кварциты с гранатом, мраморы. Возможно, некоторые породы имеют докембрийский возраст. 2. Обломочные породы, вулканический туф, песчаники и аргиллиты мезозойского возраста, прорванные гранодиоритами и диоритами, все вместе похожи на геосинклинальный комплекс. По мнению авторов регион между разломами (шириной около 1000 км) покоится на древнем континентальном основании (Геологическое..., 2005, Табунов и др., 1989).

Сторонники ГТП после периода приписывания древних пород на осях СОХ ледовому разному (особенно хорошо этот аргумент звучал у экватора) перешли к утверждениям, что обнаруженные породы – мантийные. Заметное количество среди них габброидов и небольшое – плагиогранитов просто игнорируется или на словесном уровне приписывается некоторой специфической дифференциации. Если взглянуть на полученные данные непредвзято, то именно такой набор пород и должен был остаться от радикально перестроенной (океанизированной) коры. Образования такого рода накапливаются при каждом цикле активизации, пережитом континентальной корой. В качестве примера можно использовать данные об инициальном магматизме альпийской геосинклинали Восточной Камчатки и постгеосинклинальной активизации этого региона. В сеноне – палеоцене формируются 1) альпинотипные гипербазиты (дунит-гарцбургитовая ассоциация) с небольшим объемом габброидов; 2) дунит-верлит-пироксенитовые массивы с повышенной калиевой щелочностью; 3) габбро-монцонит-сиенитовые и перидотит-пироксенит-норитовые массивы. В плиоцен-четвертичное время в процессе интенсивного базальтового вулканизма появляются в ряде мест включений ультраосновного состава: 1) дунит-гарцбургиты, 2) дунит-верлит-пироксениты, 3)



верлит-пироксениты. Они – не реститы мантийного субстрата и не ксенолиты плутонических пород мел-палеогенового фундамента (отличаются по минералогии и изотопии). Это - плутонические аналоги несущих их вулканитов (Колосков и др., 2001).

На другом временном краю линии эволюции коры располагаются, например, породы Новопавловского базит-ультрабазитового комплекса (3,67 млрд. лет) УЩ – также продукты инициального магматизма. Это гарцбургиты, пироксениты, серпентиниты, горнблендиты, метабазиты, кристаллосланцы (Щербак, 2005). Эрозионный срез в соответствующей части УЩ – около 30 км.

В средней части нормальной континентальной коры содержание базитов – около 30%, ультрабазитов – первые проценты, у подошвы коры базитов около 70%, ультрабазитов – 30%. В нетипичной основной коре, которая, вероятно, и океанизируется, концентрации выше (Гордиенко, 2012 и др.). Эти образования могут обеспечить комплекс пород, наблюдаемый на оси САХ, во всем диапазоне изученных РТ- параметров (рис. 7).

В нескольких регионах западной Пасифики (Полинезийский свод, Мид пасифик, Маркус-Уэйк и др.) магматические породы дна представлены трахитами, фонолитами, муджиеритами, бенморитами. Близкие по составу образования на сопоставимой глубине возникают и при активизации континентов, не ведущей к полной океанизации коры. У границы с Гавайским хребтом получены оценки возраста вулканитов (недостаточно определенные) не менее 220 млн. лет. Максимальное возможное значение – более 600 млн. лет, т.е. в регионе возможно проявление герцинской или даже байкальской активизации. Состав этих пород также может свидетельствовать об участии в их формировании древней основной коры континентальной мощности. Ее фрагменты опустились под перидотиты верхов мантии и образовали очаги плавления на глубинах 50-150 км (Петрологические..., 1996, Фролов, Фролова, 2011 и др.).

Об отсутствии спрединга говорит сравнение датировок пород по разные стороны оси рифтовой долины САХ на расстоянии 5 и 6 км (Силантьев и др., 2000). Порода с возрастом 3,5 млн. лет при принятой скорости спрединга 2,8 см/год должна находиться в 100 км от его оси, фактически она в пяти км. Порода с возрастом 20 млн. лет должна бы находиться в 560 км в противоположную сторону от оси долины, а не в 6 км. Подобные участки хребта получили в ГТП название «зоны аномально медленного спрединга» (как будто этот набор слов что-то объясняет), но распределение «возраста океанической коры» на прилегающих участках склона САХ и соседних котловин сохранилось в публикуемых схемах неизменным.

Согласно следствию из закона Стено (1671) (Стенон, 1957) возраст толщи в целом нельзя определить, не зная возраста нижнего ее фрагмента. Породы нижнего слоя коры не изучены в других областях океана (об одном исключении – ниже), следовательно, до появления новых данных кору океанов следует считать столь же древней, как и континентальная. Получение других вариантов возраста косвенными методами указывает только на ошибочность методов. Сохранение в целости древнего фундамента означает отсутствие спрединга.

Еще одна особенность СОХ игнорируется (или превратно истолковывается) ГТП. Около трети длины хребтов представлены образованиями без ярко выраженного центрального рифтового трога (здесь располагается система продольных горстов и, вероятно, приразломных желобов). В Тихом океане это почти все ВТОП (исключения – фрагмент несколько южнее Калифорнийского залива, Коста-Риканское и Галапагосское ответвления) и ЮТОП. По расстояниям между полосовыми магнитными аномалиями ГТП оценивает эти хребты как зоны аномально быстрого спрединга (примерно 4-6 см/год). При этом игнорируется определение возраста поднятия, составляющего менее 1 млн. лет (Голубева, 2009, Петрологические..., 1996, Удинцев, 1987, Campsie et al., 1983). Эти хребты формируются на эоцен-миоценовой (по возрасту вулканизма) плите, только начали расти и гораздо ниже более древних (рис. 8).

Соответственно необоснованным представляется мнение о спрединге в Тихом океане с мезозойского времени. Если он и существует, то плита за время его действия продвинулась на первые десятки, а не тысячи километров. Рельеф дна поднятий в осевой части очень напоминает описываемый для самого начала формирования континентальных рифтов (например – Днепровско-Донецкой впадины (Геология..., 1989, Петрологические..., 1996,

Удинцев, 1987)). Отметим, что альпийские и более древние рифты на континентах развиваются в течение десятков млн. лет и, тем не менее, не разрывают континенты на части, т.е. не проявляют признаков спрединга. Собственно, это происходит и с продолжением ВТОП в Сев. Америке, которым логично считать Большой Бассейн и рифт Рио-Гранде, а не искусственно присоединенные к ВТОП асейсмичные хребты Эксплорер, Хуан де Фука и Горда.

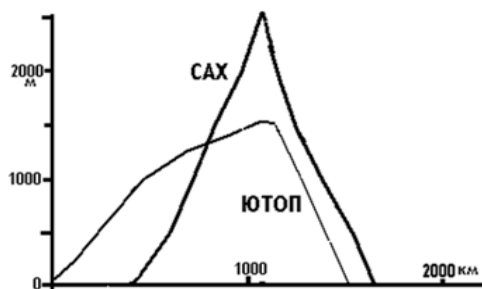


Рис. 8. Сглаженные поперечные профили рельефа дна Срединно-Атлантического хребта и Южно-Тихоокеанского поднятия. Высоты отсчитаны от уровня прилегающих котловин.

2. По ГТП континенты разделены зонами молодой океанической коры. Определим последнее понятие. Ее типичная толщина по работам (Кунин, 1989, Семенова, 1987 и др.) – на рис. 9.

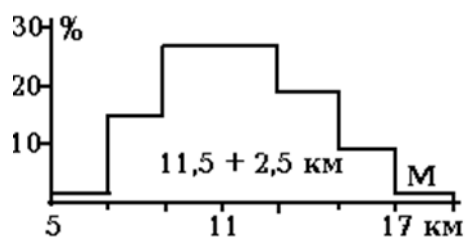
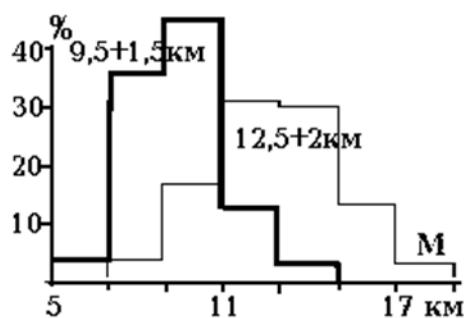


Рис. 9. Гистограммы распределений мощностей океанической коры: вверху - весь массив данных, внизу - для несколько утоненной и утолщенной коры.



Не исключено, что массив данных состоит из двух множеств, одно из которых (для утолщенной коры) представлено в основном сведениями по западной части Тихого океана. Здесь распространены блоки с субконтинентальной корой, поэтому более типичным для океана представляется вариант с глубиной раздела М около 10 км.

А кору мощностью 15 км уже следует считать образованием переходного типа. Невольно возникает вопрос, на который сторонники плитовой тектоники не могут ответить с момента возникновения этой концепции: как зоны спрединга, расширяющиеся с весьма разными скоростями, ухитряются продуцировать на половине поверхности Земли кору практически одинаковой мощности?

Толщина земной коры на океанах и континентах представлена по данным (Кунин, 1989) на рис. 10.

Кора Арктического океана по мощности – континентальная (рис. 10). «Океанической» глубиной раздела М обладает лишь 8-10% его площади. В частности, в пределах хребта Гаккеля и части Канадской котловины мощность сокращается примерно до 14 км (Артюшков, 2010). К континентальному типу относится и основная часть коры Средиземного моря, в основании моря Скотия находится континентальная кора с докембрийским или нижнепалеозойским возрастом пород у поверхности (Силантьев, 1984). Не вызывает сомнений и наличие континентального моста между Евразией и Австралией, Северной и Южной Америкой. Очевидно, что раздвигания континентов океанами, в которых зоны спрединга формируют тонкую океаническую кору, не было (Гордиенко, 2012, Фролов, Фролова, 2010).

3. При изучении океанов обнаружено много особенностей распределения осадков и магматических пород, необъяснимых с точки зрения ГТП.

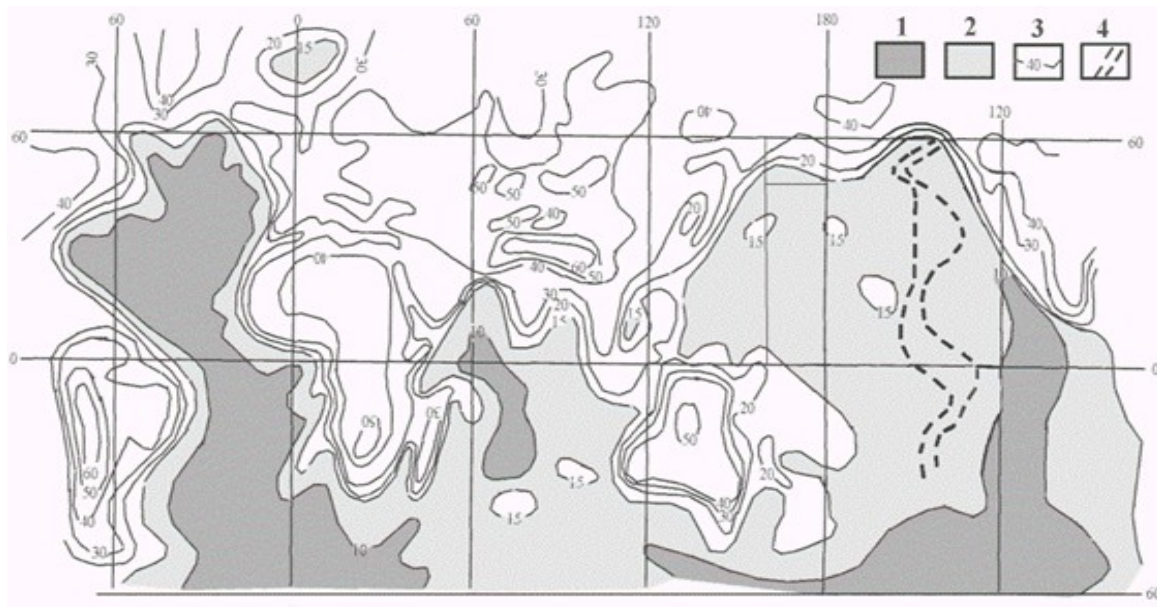


Рис. 10. Мощность земной коры.

1,2 – океаническая кора (1 – тонкая, 2 – утолщенная), 3 – изолинии мощности коры (в км), 4 – флексура, в пределах которой мощность коры растет от 11 до 12 км.

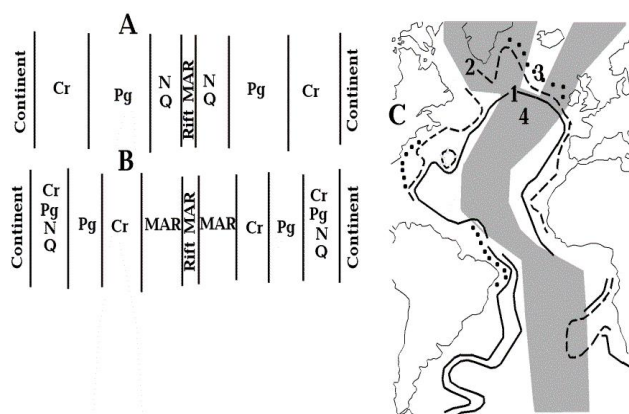


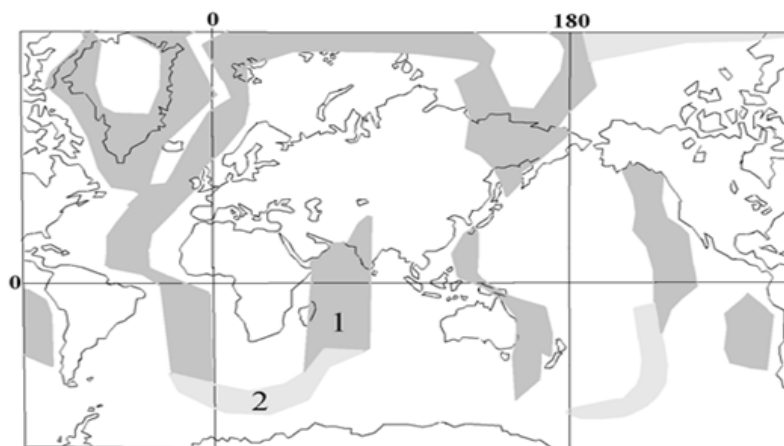
Рис. 11. Распределение мелководных осадков разного возраста (Рудич, 1983, 1984) и зон мелового магматизма (Макаренко, 1997, Рудич, 1983 и др.) в Атлантике.

Схемы: А – по ГТП, Б – фактическая, В – 1-3 – внешние границы областей распространения мелководных осадков (1 – мела, 2 – палеогена, 3 – неогена), 4 – зоны мелового магматизма.

Рис. 12. Распространение меловых базальтов по (Макаренко, 1997).

1 – достоверно установленное, 2 – предполагаемое.

3.1. Распределение мелководных осадков удобнее всего рассмотреть в Атлантике с центральным расположением СОХ (Рудич, 1983, 1984 и др.).



Наиболее древние располагаются в центре региона, а не на периферии (рис. 11). В центральной части практически по всей протяженности океана тянется широкая полоса меловых базальтов, захватывающая САХ. Она не могла бы сохраниться в этом месте при расширении дна в послемеловое время. Это проявление магматизма, по составу и распространенности близкого к траппам континентальных платформ, в процессе которого произошли базификация и опускание коры. Такая же картина – в пределах других океанов (рис. 12). В Индийском и Тихом океанах не обнаруживается нарушения зон распространения меловых базальтов спрединговыми

хребтами (Блюман, 2008, Макаренко, 1997, McDougall, 1988 и др.). Следует упомянуть и о «...о гомологичности платобазальтов континентов и океанических базальтов, об их возникновении при развитии одного глобального магматического цикла» (Рудич, 1983, с. 259).

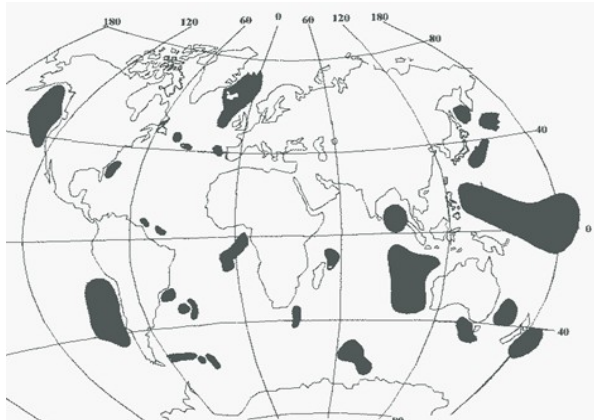


Рис. 13. Распределение участков недавней суши (черные пятна) в океанах.

3.2. В океане распространены районы, где по различным признакам обнаружена недавняя суша – рис. 6, 13 (Фролов, Фролова, 2010, Фролова и др., 1989 и др.). Ее погружение (увеличение глубины дна и кристаллического фундамента) происходило в виде внезапного обрушения, а не в

соответствии с «кривой Склейтера» по мере остывания плиты,двигающейся от СОХ к континентам (Артюшков, 2010, Рудич, 1983, 1984) – рис. 14.

Такая информация имеется во всех океанах (в Арктическом – весьма ограниченная), что демонстрирует независимость погружения обрушением от расположения «спредингговых» хребтов по отношению к окружающим океан континентам. «...обширные участки современной акватории, в том числе те, в пределах которых океаническое ложе располагается сейчас на глубинах 4-6 км, в сравнительно недавнее время, в конце мезозоя и в первой половине кайнозоя, располагались вблизи дневной поверхности. Их опускание происходило весьма интенсивно в течение небольших отрезков времени» (Рудич, 1983, с. 260).

Близкие по смыслу результаты получены С.А. Блюманом (Блюман, 2008) при изучении керна базальтов на глубинах кровли второго слоя океанической коры по материалам (Deer..., 1969-2007).

- «- базальты подверглись субаэральному выветриванию;
- глины, перекрывающие базальты, ... являются продуктами выветривания базальтов;
- выше глин располагаются карбонатные илы, фиксирующие резкую смену субаэральных условий морскими мелководными и далее пелагическими кремнистыми илами, формировавшимися в глубоководных, пелагических условиях;
- пачка глин и аргиллитов - отчетливо проявленный мощный горизонт наземного профиля выветривания, сформированного на базальтах» (Блюман, 2008, с.74).

«Вулканыты (на границе первого и второго слоев – авт.) представлены преимущественно чередующимися сериями потоков, в кровле которых (каждого из них) распространены наземные коры выветривания ...» (Блюман, 2008, с.80)

«Начальные стадии погружения в ряде пассивных окраин (северо-восток Австралии, Фолклендское плато, запад Африки, и отдельные места северо-западной части Тихого океана) начались в триасе - юре, погружение направленно смещалось во временном интервале мел - миоцен на запад и восток в южной части Атлантики, в северной ее части - с запада на восток. В Тихом океане такое смещение происходило с северо-запада на восток-юго-восток. В Индийском океане такое смещение происходило симметрично от его периферии к центральной части: от плато Кергелен - на север и от западной части Австралии на юг-юго-запад и северо-восток. Такое же смещение происходило от юго-восточной части Африки - с запада на восток.

В целом же намеченные тенденции носят безусловно предварительный характер и требуют уточнения. Можно лишь предположить, что устойчиво повторяется тенденция в

основном асимметричного направленного смещения областей проседания с удалением от краев континентов» (Блюман, 2008, с.82).

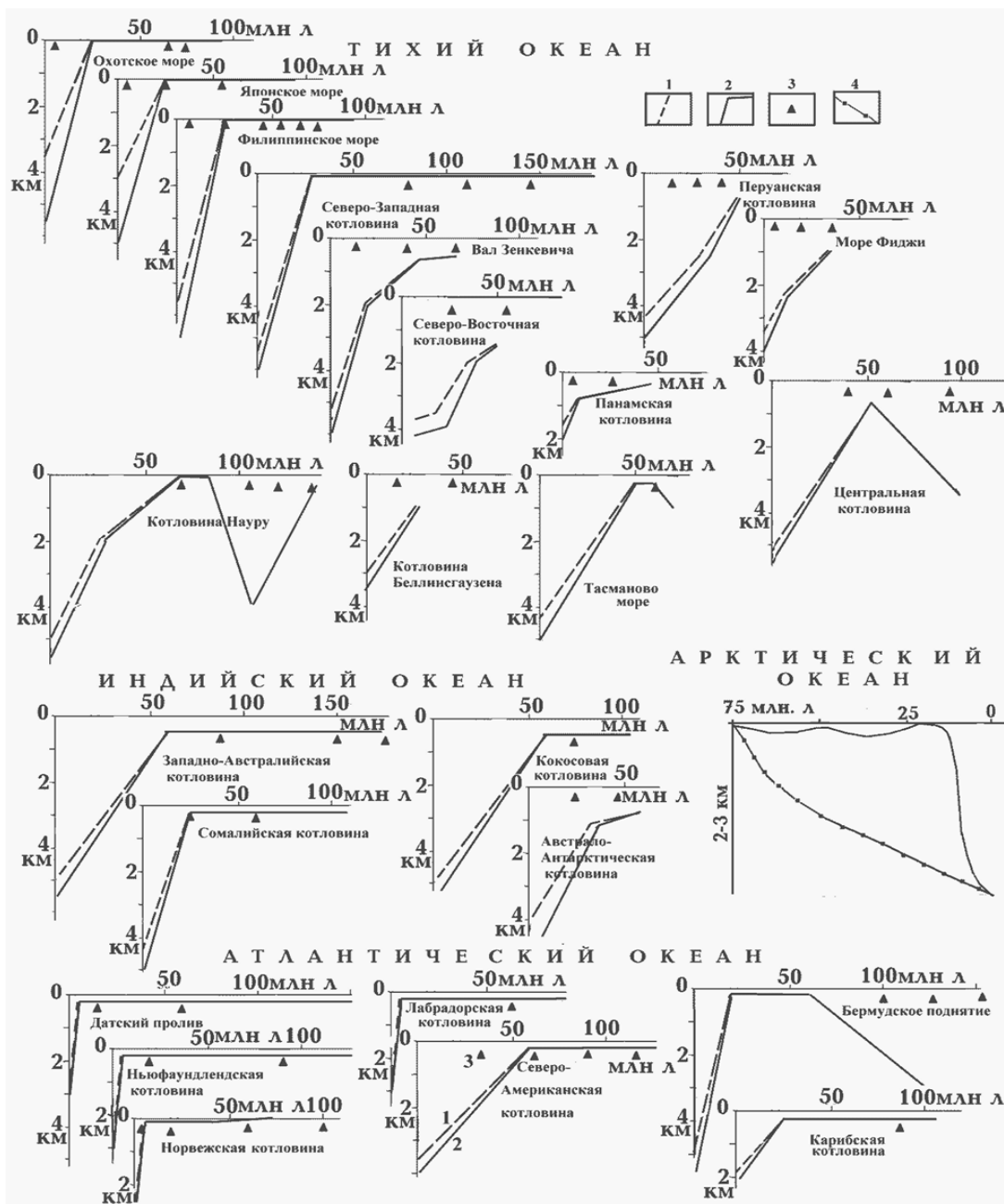


Рис. 14. Изменения глубины дна некоторых районов океанов.

1 – глубина дна, 2 – глубина фундамента, 3 – периоды магматизма, 4 – кривая Склейтера для Арктики.

Представление об информационной базе таких выводов дает рис. 15. Используются данные по 326 скважинам, сосредоточенным в 199 районах в большинстве океанических регионов.

В западной части Тихого океана состав лав и изотопия свинца, стронция, ниобия на островах указывают на их выплавление из континентального субстрата (Васильев, 1989, Петрологические..., 1996 и др.) возрастом около 3 млрд. лет. До начала океанизации в этой части Пасифики было срезано эрозией не менее 10 км предшествующей коры (здесь

распространены обломки пород кристаллического фундамента, метаморфизованные при 0,35 ГПа и 400°C) (Васильев, 1989). Кора была по составу, скорее всего, мафической.

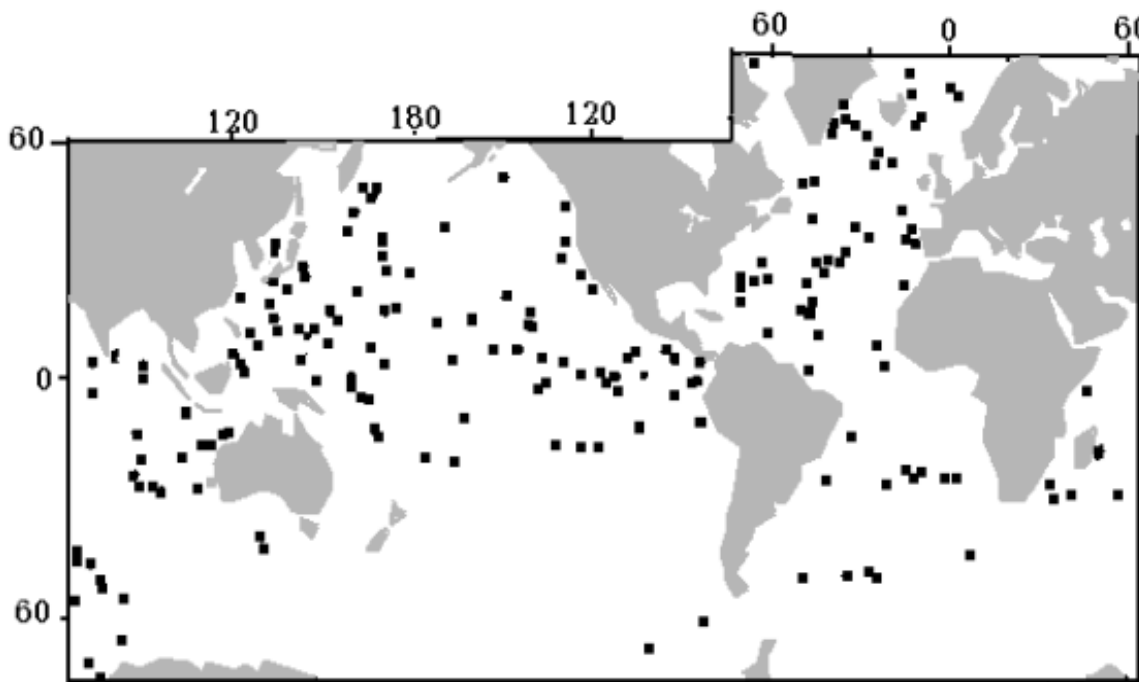


Рис. 15. Пункты отбора керна для определения кор выветривания базальтов (Блюман, 2008).

3.3. В океане выявлены вулканические провинции, породы которых обладают специфическим составом на протяжении нескольких этапов активности. Часть из них представлена на рис. 6, их много в Тихом и Индийском океанах. Авторы публикации (Когарко, Асавин, 2007) считают этот факт несовместимым с перемешиванием вещества верхней мантии при конвекции, подразумеваемой гипотезой тектоники плит.

Сторонники ГТП часто ссылаются на распределение возрастов молодых магматических пород Гавайского хребта как на доказательство движения плиты над «горячей точкой» (Петрологические..., 1996 и др.). Если это верно, плита в течение 12 млн. лет перемещалась на северо-запад со скоростью 10 см/год (вдвое быстрее спрединга?). Это утверждение основано на игнорировании всех остальных данных о возрасте магматизма практически непрерывного поднятия Обручева-Императорское-Гавайское. Из общей длины 6000 км на часть гавайского поднятия с последовательно изменяющимся возрастом приходится 1200 км. В других частях такой закономерности нет. Более того, представленные на них более древние вулканические постройки частично разрушены эрозией, в их пределах видны разновозрастные эффузивы, указывающие на сравнительно длительное поступление магм из неподвижных относительно коры мантийных источников. Возраст мелководных осадков на склонах Гавайского поднятия однозначно указывает на его существование задолго до начала рассматриваемого магматического этапа (Рудич, 1984).

В Тихом океане есть еще один район, в пределах которого последовательно изменяется возраст эффузивов в таком же диапазоне, как на указанной части Гавайев. Это калифорнийская часть ВТОП. К ней не прилагаются представления о движении над «горячей точкой», т.к. пришлось бы признать, что спрединговый хребет движется вдоль своего простиранья (Петрологические..., 1996). Вместо этого высказывается мнение о резком развороте зоны спрединга, разделении ее на мелкие фрагменты, между которыми происходит смещение по поперечным разломам. Тогда можно утверждать, что горячая точка неподвижна, а дрейф возраста эффузивов связан со смещением Тихоокеанской плиты относительно Северо-Американской. Убедительной эту предельно искусственную конструкцию трудно признать.

Таблица 2. Средний ГП на склонах СОХ и в котловинах океанов (в мВт/м<sup>2</sup>) (в скобках - количество определений ГП) по (Подгорных, Хуторской, 2000).

Геотраверс	Зап.склон	Вост.склон	Зап.котловина	Вос.котловина
Атлантический океан				
45°с.ш.	52(18)	58(16)		
Канаро-Багамский	50(31)	44(28)	52(231)	46(76)
19°с.ш.	40(21)	43(6)		
2°с.ш.	55(17)	51(6)	54(13)	59(33)
Анголо-Бразильский	61(76)	41(67)	60(63)	50(49)
31°ю.ш.	39(13)	34(8)	32(4)	56(8)
Тихий океан				
12°с.ш.	115(11)	106(15)	58(27)	58(35)
0°	74(29)	36(29)		
15°ю.ш.	46(28)	122(105)	54(73)	79(108)
Индийский океан				
6°ю.ш.	49(19)	76(4)		
10°ю.ш.	40(33)	46(7)		

3.4. Тепловой поток (ТП) в океанах не соответствует предполагаемому по ГТП. На осевых участках всех СОХ, как и в континентальных гидротермальных районах, тепловой поток высокий и резко изменчивый, нормализующийся на небольшом расстоянии за их границами. Сравнение с расчетными величинами тут не имеет смысла при реальной изученности параметра. Вне этой узкой зоны ТП меняется менее значительно и, в целом, незакономерно по отношению к оси хребта (табл. 2).

Для расчета ТП по ГТП необходимо знать «скорость разрастания дна океана», которая обычно устанавливается по расстоянию между полосовыми магнитными аномалиями. Ниже приведена критика этого подхода, но если даже его использовать (применять «кривую Склейтера» - зависимость теплового потока от «возраста» коры), согласование все равно не достигается (рис. 16).

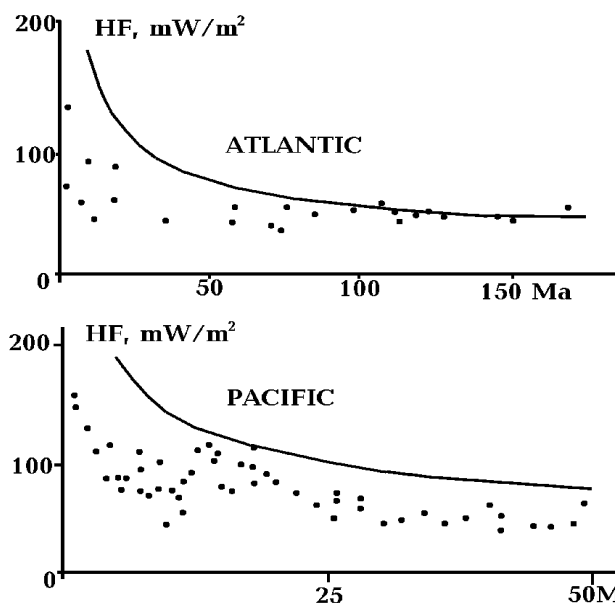


Рис. 16. Распределение осредненных значений ТП в Атлантическом и Тихом океанах при удалении от СОХ (Попова, 1987). Линии – расчетное распределение для остывающих плит.

При использовании других представлений о возрасте океанической коры (в предположении, что спрединг – реальность), основанных на расстояниях от СОХ до континентов с окраинами атлантического типа, согласование расчетных и наблюдаемых ТП еще более проблематично.

3.5. В соответствии с ГТП по «трансформным» разломам происходят огромные горизонтальные смещения, вызванные разной скоростью спрединга в разных фрагментах СОХ. В частности, происходит смещение осей хребтов. На континентах смещение осей рифтов (распространенное, например, в Рено-Ливийской системе) никак не связано с подобными явлениями. Скорее наоборот – именно прерывистое со смещениями расположение фрагментов рифта ведет к возникновению нарушений во вмещающих массивах пород.

Если обратиться не к умозрительной схеме, а к реальным фактам, по которым можно судить о смещении по разломам, то в океанах картина та же (рис. 17). В восточной и центральной частях Тихого океана располагается огромная мульда, заполненная осадками от среднего эоцена до квартера. Границы стратиграфических толщ и изопакиты осадочного комплекса не реагируют на пересечение их трансформными разломами. Очевидно, что в течение 40 млн. лет по разломам Кларин, Клиппертон и Галапагос западнее ВТОП не происходило существенных смещений.

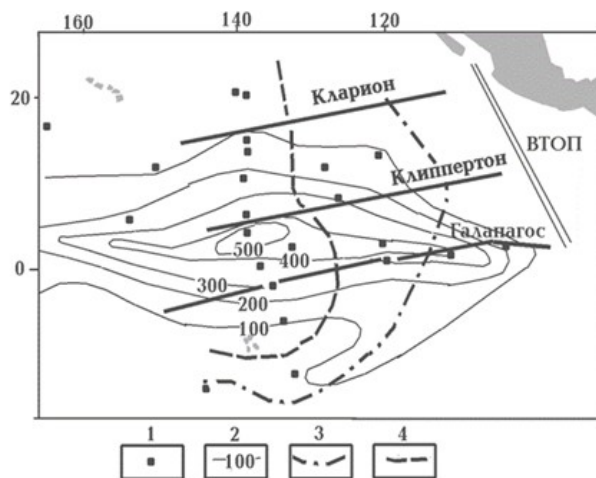


Рис. 17. Структура осадочного чехла части Восточной котловины Тихого океана (Рудич, 1984).

1 – скважины, 2 – изопакиты четвертично-среднепалеогенового осадочного комплекса, 3, 4 – границы распространения формаций: 3 – Маркизской (ранний неоген – поздний палеоген), 4 – Лайн (средний палеоген).

Анализ ориентировки нарушений дна Атлантического и Индийского океанов привел И.Э. Ломакина к выводу об их принадлежности к единой земной (распространенной и на континентах) древней регматической системе, в которой отсутствуют значительные горизонтальные смещения (Ломакин, 2013).

4. Одним из главных элементов ГТП является определение возраста океанической коры по полосовым аномалиям магнитного поля.

У авторов гипотезы (Vine et al., 1963, p.948) модель источников знакопеременных аномалий выглядит следующим образом. «Мощность магнитовозмущающих масс... ограничена... точкой Кюри ... на глубине 20 км ниже уровня моря, под центральными частями хребтов... - на глубине 11 км». Эти размеры позволили использовать сравнительно небольшую (реальную для базальтов) величину намагниченности – порядка 2-2,5 А/м. Приведенные выше данные о ТП котловин и склонов СОХ указывают на достижение температуры Кюри магнетита на гораздо большей глубине. При принятой авторами ширине блоков (20км) практически невозможно определить нижнюю кромку источников: расчетное поле почти не изменяется при ее увеличении (и незначительном изменении намагниченности) на 5-10 км. Реальная глубина Мохо – 10 км. Т.е. для использования умеренной намагниченности авторам приходится привлекать источник, в основном располагающийся в мантии, что лишает всю конструкцию смысла – датировки коры.

Использование в нашем примере магнетита для пород коры котловины вполне обосновано, так как с возрастом он заменяет другие железосодержащие минералы (Печерский, Генштафт, 2002) – рис. 18.

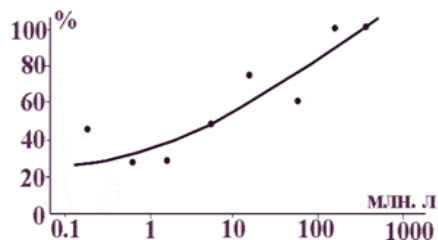


Рис. 18. Изменение относительной доли магнетита среди железосодержащих рудных в субаэральных базальтах фанерозоя (Печерский, Генштафт, 2002).

В последующих работах глубина подошвы источника соотносилась с мощностью верхнего слоя океанической коры (около 2 км). Но в этой ситуации интерпретация, отвечающая гипотезе Вейна-Мэттьюза, оказывалась невозможной или требовала нереально высокой намагниченности (Гордин и др., 1987 и др.).



Собственно, в типичных случаях авторы датирования коры по магнитным аномалиям и не занимаются обоснованием наблюдаемой аномалии. Например, в работе (Jonson, 1979) установлена низкая температура Кюри титаномагнетита базальтов (230-270<sup>0</sup>С) из скважин, пробуренных на склоне САХ, небольшая магнитная восприимчивость, значительная часть пород (до 67%) отнесена к образованиям с обратной намагниченностью, сделан вывод о невозможности объяснить наблюдаемую положительную аномалию данными по слою молодых базальтов. Высказано мнение о необходимости привлечения более глубоких источников. Затем с полной уверенностью определен «возраст коры» по самому факту существования аномалии и месту «соответствующего» периода нормального магнитного поля на принятой шкале.

Обсуждение проблем интерпретации полосовых аномалий можно продолжить, но для целей данной книги это излишне. Основной вопрос – можно ли по аномалиям определить возраст коры. С точки зрения автора отождествление возраста коры с возрастом вулканитов ее верхних слоев само по себе нелепо. Возрасты пород нижнего слоя рассмотрены выше, они не имеют никакого отношения к приписываемым ГТП. На рис. 19 приведены данные о возрастах магматических пород Атлантического океана, сопоставленных с расстояниями от оси САХ (естественно, исключены древние породы рифтового трога). Это распределение сравнивается с изменением «возраста океанической коры» по магнитным данным.

Едва ли нужно рассматривать подробности определения возраста по такому материалу, это неоднократно делалось ранее (Мейргофф, Мейргофф, 1974 и др.). Скорее следует просто согласиться с мнением В.М. Гордина, что «... апелляция к впечатляющим совпадениям «независимых» определений возраста литосферы по данным магнитной съемки и глубоководного бурения иллюзорна. На самом деле эти совпадения определены технологией идентификации аномалий, основанной на увязке магнитных профилей со скважинными реперами и устранении возникающих расхождений посредством коррекции датировок и (или) перенумерации аномалий.

В условности оценок «магнитного возраста» убеждает также сопоставление различных аномалийных шкал между собой, демонстрирующее деформации стандартной последовательности инверсий: сдвиги, сжатие и растяжение, превосходящие длительность идентичных магнитных эпох. Уподобляя аномалийную шкалу «эталонной линейке», приходится признать, что определение магнитного возраста литосферы – это измерение с резиновым эталоном со всеми вытекающими отсюда последствиями» (Гордин, 2002, с.28).

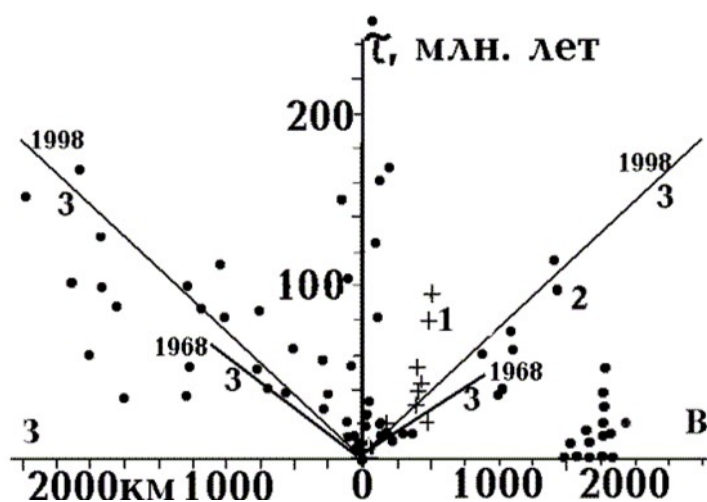


Рис. 19. Сравнение возрастов магматических пород Атлантики (2) и окраины Арктического океана (1) на разных расстояниях от оси САХ с «возрастом коры» по полосовым аномалиям (3).

Датировка процессов расширения Атлантики не избежала описанного для континентов разнообразия мнений. Насколько может судить автор, вариант (рис. 19)

равномерного спрединга начиная со средней юры широко распространен. Но, например, приводимая в (Силантьев и др., 1992) подборка представлений различных сторонников ГТП предполагает сначала спрединг в Тетисе, только с мела – в САХ, множество осложнений процесса, которые не могли не сказаться на распределении изохрон, и только с миоцена – современная форма расширения.

## ГТП В ПЕРЕХОДНЫХ ЗОНАХ

Ситуация в переходных зонах атлантического типа не привлекает особого внимания сторонников плитовой тектоники. Ведь в гипотезе отсутствует ответ на простой вопрос: почему на контакте океанической плиты с континентом где-то возникают зоны субдукции, а где-то нет? Речь идет о наблюдаемой ситуации, а не о блуждающих террейнах и захлопывающихся океанах прошлого, вся «мощь» анализа которых с помощью ГТП кратко рассмотрена выше. Будем далее оперировать данными по переходным зонам тихоокеанского типа, прежде всего - Курило-Камчатской, известной автору лучше других.

Здесь по ГТП литосферные плиты погружаются под континенты, представлены задуговое море, островные дуги (частично - на окраинах континента), глубоководный желоб и окраинные валы на краях погружающихся плит. Эти регионы изучены гораздо лучше океанов, иногда описания их современной структуры и геологической истории приближается к достигнутым на континентах, что сужает поле для плитово-тектонических фантазий в канонических рамках гипотезы. Результат – не отказ от гипотезы, а оснащение ее дополнительными элементами.

В задуговых морях нет СОХ, тем не менее, магматизм, на современной стадии максимально приближающийся к дугам, соответствует по составу магматизму спрединговых хребтов (Петрологические..., 1996, Фролова и др., 1989 и др.). Что же это? Ответ сторонников ГТП – «рассеянный спрединг» (спрединг над субдуцирующей плитой!? Больше никаких объяснений автору найти в литературе не удалось, скорее всего, это просто набор слов). На внешней, океанической стороне желоба и в его пределах среди прочих распространен комплекс магматических пород, полностью совпадающий с островодужным. По «объяснению» сторонников ГТП (состоящему только из этих слов) это – «рассеянная субдукция» (Петрологические..., 1996). Возможно, кто-то может представить себе механизм рассеянной субдукции, но не автор. В стандартной плитово-тектонической трактовке глубинного процесса в переходной зоне тихоокеанского типа предполагается, что погружающееся вещество в пределах конвективной ячейки возвращается к зоне спрединга. В данном случае трудно понять о какой зоне идет речь. На этой широте имеется только САХ. Но автору ни разу не приходилось видеть описания путешествия слэба под Северной Америкой. Однако, по мнению других сторонников ГТП субдуцирующая плита на глубине нескольких сотен километров не возвращается на восток, а устремляется на тысячи километров на запад, накапливает материал для современного, а ранее - герцинского магматизма Сибирской и Китайской платформ (Коваленко и др., 2010 и др.) (как это могут проделывать плиты, погружающиеся навстречу друг другу с разных сторон некоторых островных дуг, авторов не интересует). Но, может быть, слэб так далеко и не уходит, тормозится в сотнях километров от места погружения (Жао и др., 2010). В последнее время появилась тенденция привязать к зоне субдукции и перемещения противоположного направления. Бывшие блоки континентальной коры, достигшие при погружении уровня метаморфизма, характерного для раздела М и верхов мантии, здесь поднимаются на поверхность (Геря, 1999). Эта очень содержательная, хотя и несколько инфантильная, жизнь переходной зоны и окрестностей дополняется (см. выше) стаями террейнов, путешествующих по своим маршрутам, никак не согласованным с главными маршрутами слэбов (понять бы, с какими?). И что бы не происходило, как и в Карпатах (см. выше) весь имеющийся геологический и геофизический материал этому соответствует. Но если детальнее проанализировать эти соответствия, то окажется, что на словах авторами каждой геодинамической модели признаны отвечающими их схеме 2-3 факта. И все факты, на которых базируются приведенные выше представления о глубинных процессах переходной зоны, не учитываются, когда оказывается, что зона субдукции перескакивает (Курило-Камчатская – на восток) с амплитудой в десятки км и периодичностью порядка одного-нескольких десятков млн. лет (Авдейко и др., 2006 и др.).

Но кое-что все же пришлось не согласовывать даже на таком уровне, а просто проигнорировать.

1. В Курило-Камчатской системе островных дуг представлен комплекс пород, обычно считающийся производной внутриплитного магматизма (Volynets, 1994). Автору не приходилось встречать какого-либо объяснения этого факта (кроме обычного набора слов о внезапно включившейся и столь же «своевременно» выключившейся «горячей точке» или блоке перидотита типа субстрата MORB, который почему-то не мог интенсивно плавиться, как в 30-50 км западнее, и т.п.). Более того, при определении состава «островодужного комплекса» (по

которому затем диагностируется «геодинамическая обстановка» везде и всюду вплоть до архея щитов) «внутриплитные» мафиты и ультрамафиты не учитываются. Типичный прием – если это не нужно ГТП, то об этом можно забыть.

2. Субдукция эффективна только при достаточной длительности процесса, сопоставимой с возрастом наиболее древней океанической коры – порядка 150 млн. лет или больше (в случае (Коваленко и др., 2010 и др.) – с возрастом платформенного магматизма - 250 млн. лет). Таким же должен быть возраст желоба. Уже при первых сейсмических работах и изучении осадков желобов (Курило-Камчатского, Японского, Марианского) обнаружено, что это не так. Возраст начала погружения оценен как 20-40 млн. лет (Рудич, Удинцев, 1987 и др.). Более детальные исследования показали, что осадки желобов накопились до достижения ими роли впадины-барьера, а в этом качестве они очень молоды – 0,5-1,0 млн. лет. Приведем выводы одного из таких исследований Северо-Западной котловины Тихого океана.

«Снос терригенных осадков происходил с кордильер Японии, Курил и Камчатки по единой сети речных долин, подводных каньонов и долин конусов выноса (абиссальные каналы) в среднем-позднем миоцене – раннем плейстоцене на фоне трансгрессии Тихого океана, затопившего обширный пенеппен (поднятие Дарвина) до заложения Курило-Камчатского, Японского и Идзу-Бонинского глубоководных желобов» (Ломтев и др., 1997, с.39). Количество и характер размещения накопившегося терригенного материала хорошо согласуется с «производительностью» кордильер. «Датирование тихоокеанских желобов говорит в пользу их недавнего (0,5-1 млн. лет) заложения (средний плейстоцен)...» (Ломтев и др., 1997, с.28). В районах мористее появившихся желобов резко изменился темп седиментации и состав осадков на краю плиты: начинает работать эффект «впадины-барьера».

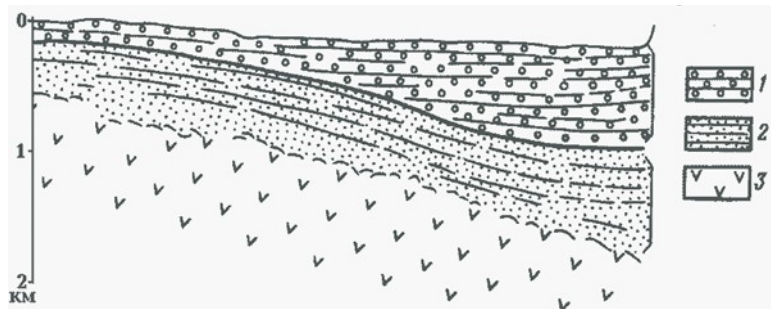


Рис. 20. Структура желоба в переходной зоне от Сев. Америки к Тихому океану в районе устья р. Колумбия (Удинцев, 1987).

1 – горизонтально-слоистые турбидиты верхнего плейстоцена (0-0.5 млн. лет), 2 – параллельно-слоистые турбидиты и грубозернистые осадки нижнего плейстоцена (0.5-1.8 млн. лет) и плиоцена (1.8-5 млн. лет), 3 – акустический фундамент

Орегонско-Вашингтонский желоб окраины Северной Америки и Южно-Чилийский желоб Южной Америки полностью засыпаются осадками, через них продолжается прежний снос терригенного материала на окраины плит Каскадия и Гумбольта. Здесь особенно ясна картина начала погружения блока желоба (рис. 20). Глубина дна в рассматриваемом районе – около 3 км. Есть основания считать, что породы раннего плейстоцена – плиоцена образовались на глубинах, превышающих современные на 0.2-0.7 км и погрузились только в позднем плейстоцене, т.е. возраст желоба меньше начала позднего плейстоцена (Удинцев, 1987).

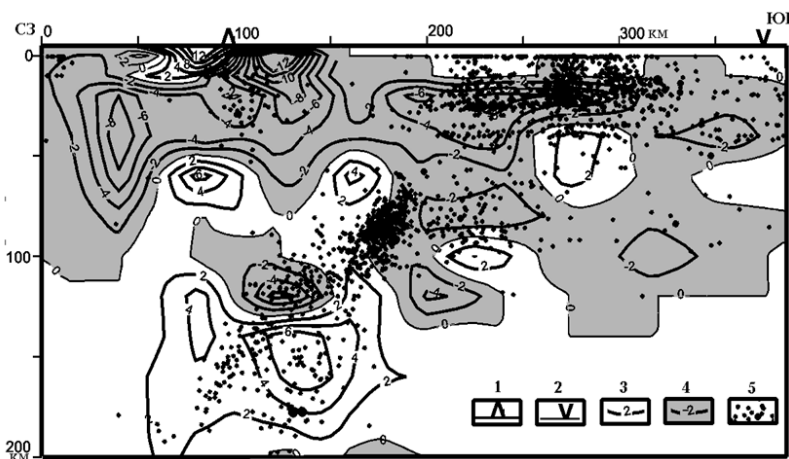


Рис. 21. Распределение аномальных (отсчитанных от среднего в регионе распределения) скоростей продольных сейсмических волн (в  $n \cdot 0.1$  км/с) вдоль профиля через южную Камчатку и прилегающую часть акватории (Низкоус и др., 2006).

1 – вулканическая дуга, 2 – ось глубоководного желоба, 3,4 – изолинии аномальных скоростей (3 – положительных, 4 – отрицательных), 5 –

гипоцентры землетрясений.

3. Погружение литосферной плиты в зоне субдукции подразумевает совершенно определенное распределение гипоцентров землетрясений (они должны достигать максимальной концентрации в начале нисходящей траектории, где плита и вмещающая среда еще холодные и максимально жесткие) и положительных аномалий скорости сейсмических волн (холодная плита – может быть относительно высокоскоростной). Построение детальных сейсмологических моделей для коры и верхней мантии региона обнаруживает другие особенности структуры и сейсмичности зоны (рис. 21). Концентрация гипоцентров в районе оси желоба минимальна, она растет до максимума лишь на удалении в 50-100 км в направлении суши, т.е. уже за пределами желоба. И распределение положительных аномалий скорости мало напоминает прогнозированное.

4. Среди сторонников ГТП распространено представление о том, что механизмы землетрясений зон субдукции указывают на направление растяжения и сжатия, совпадающие с траекторией погружения плиты. В частности, на небольшой глубине на островных склонах желобов они соответствуют образованию пологих надвигов (Isacks et al., 1971 и др.). Исследования механизмов большого числа землетрясений переходных зон Тихого океана (в том числе – и использованных названными выше авторами), прежде всего, - Курило-Камчатской, позволили установить, что эти утверждения не соответствуют действительности (Балакина, 2002 и др.). «Сторонники гипотезы тектоники плит выбирают пологие нодальные плоскости в решениях механизмов очагов в качестве разрывов в очагах поверхностных землетрясений на том основании, что последние лучше согласуются с идеей субдукции. Не могут быть доказательством существования пологих надвигов оценки параметров разрывов в очагах путем сопоставления наблюдаемых и теоретических сейсмограмм ввиду неоднозначности решения соответствующей обратной задачи» (Балакина, 2002, с.132). Реальные перемещения, отвечающие изученным механизмам очагов, на глубинах до 70-100 км преимущественно направлены почти вертикально вниз, на больших глубинах преобладающая вертикальность сохраняется, а направление варьирует от района к району (Балакина, 2002).

5. На океаническом склоне желоба, осложненного валом Зенкевича (Хоккайдо) и поднятием Обручева, на уступах продольных разломов обнаружено множество геологических особенностей, которые делают его резко отличным от типично океанического региона (Васильев, 1989, Ломтев, 2008, Ломтев и др., 1997, Петрологические..., 1996, Рудич, Удинцев, 1987, Сергеев и др., 1983, Тектоносфера..., 1992 и др.). «...в повторяющейся последовательности снизу вверх установлено несколько разнотипных, и, по-видимому, разновозрастных (позднее возраст был определен – авт.) комплексов пород. Первый, наиболее древний, представлен биотитовыми гнейсами, амфиболитами, мраморами, кварцитами и биотит-амфиболовыми гнейсами. Вверх по склону они сменяются андезитами, базальтами, фельзитами, песчаниками и гравелитами, над которыми лежат кварцевые порфиры, фельзиты, андезит-дацитовые и дацитовые порфиры. Вышележащий комплекс представлен субаэральными образованиями и отложениями – липаритами, их лавами, игнимбритами, туфами и туффитами. Все эти комплексы не только сходны с метаморфическими, магматическими и осадочными сериями Камчатки, но и повторяют их последовательность» (Рудич, Удинцев, 1987, с. 24). На основании этих и других данных в работе (Ломтев, 2008) рассмотрена эволюция коры части Северо-Западной котловины Тихого океана до океанизации. Ее начальная мощность оценена примерно в 33 км. Т.е. край Северо-Западной плиты Тихого океана не имеет ничего общего с результатом спрединга.

6. Выше приведена оценка по максимуму объема магматизма зоны спрединга Тихого океана – 0.3 км<sup>3</sup>/год. В вулканах Тихоокеанского кольца вычислена «производительность» вулканов, учитывая только продукты, поступившие на поверхность (т.е. оценка по минимуму). По данным работ (Апродов, 1982, Гущенко, 1979, Набоко, 1969, Ритман, 1964 и др.) она может быть оценена в 1,2 км<sup>3</sup>/год. Конечно, обе цифры неточны, но разница слишком значительна, чтобы ее считать случайной. ГТП не объясняет как выплавление из плиты, созданной спредингом, может в несколько раз превосходить ее объем. Подключение плавления в литосфером клине (Авдейко и др., 2006 и др.) под влиянием флюидов из погружающейся плиты (т.е. для плавления материала плиты флюидов недостаточно, а для ультрамафитов литосферного клина хватает и их части) представляется натяжкой. Кроме того, реальные глубины очагов под дугами оказываются практически такими же, как и в остальных частях океанов (Гордиенко и др. 2013а,б и др.).

Таблица 3. Средние РТ-параметры мантийных магматических очагов Тихого, Атлантического и Индийского океанов (значения округлены до 5 км и 50°С).

Регион	1-й этаж	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж
СОХ	190км, 1650°С	140км, 1500°С	80 км, 1300°С	50км, 1250°С
Асейсмичный хребет	180км, 1600°С	140км, 1500°С	85км, 1350°С	55км, 1250°С
Котловина	95км, 1650°С	140км, 1450°С	90 км, 1350°С	55км, 1250°С
Островная дуга	205км, 1650°С	150км, 1550°С	85км, 1350°С	50км, 1200°С

Параметры очагов для дуг, естественно, получены по данным Тихоокеанского кольца. Выявлены и параметры коровых очагов на 20-30 и 3-6 км, они не показаны в таблице 3, т.к. считались производными от мантийных. Под островной дугой литосферный клин располагается на глубинах около 30-150 км. Предполагая влияние слэба на плавление прилегающей части литосферного клина можно объяснить положение только одного мантийного очага из четырех (табл. 3).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенных фактов (их количество легко увеличить) более чем достаточно для отрицательной оценки рассмотренной гипотезы. Тем не менее, распространение ГТП повсеместно. Разгадку этого феномена предлагает в одной из последних работ В.В. Белоусов.

«... все преграды сняты. Возможны любые движения и вращения плит любого размера... В любом месте, в любое время могут возникать и вновь исчезать зоны спрединга, субдукции и обдукции... Исследователь сам определяет надлежащий размер плит, их форму, направление и время их перемещений и вращений. И вместе с тем он полностью освобожден от забот о том, почему и как образовались эти плиты, почему происходят их перемещения.

Такие условия полного произвола... создают, конечно, идеальные условия для «объяснения» любой структурной обстановки. Эта возможность и является привлекательной стороной тектоники плит. Она гипнотизирует, создает чувство удовлетворенности окончательностью суждений. Научное творчество из вечного поиска, постоянных сомнений превращается в спокойную упрощенную маркировку явлений по стандартным правилам. От такого умственного комфорта отказаться, конечно, трудно» (Белоусов, 1991, с.10).

Можно добавить к названной причине еще и власть авторитета. Автору много раз приходилось слышать, что ГТП верна, так как ее признает сам В.Е. Хаин. Ю.Н. Авсюк, написавший предисловие к книге «Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы», у которого автор позаимствовал эпиграф (уж очень хорош!), приводит историю определения периода обращения Меркурия. Он был установлен Д. Скиапарелли в 1889 году равным 88 суткам и периоду орбитального движения. Сторонники знаменитого астронома в течение 75 лет подтверждали этот результат новыми данными наблюдений на все более совершенной аппаратуре. После установления радиоастрономическими методами реального периода обращения в 55 суток проверка этих данных показала, что они дают период 50-60 суток (Авсюк, 2002). Сила авторитета велика, но уже Роджеру Бэкону (1214-1294гг) было понятно, что «Есть три источника знания: авторитет, разум и опыт. Однако авторитет недостаточен, если у вас нет разумного основания, без которого он вызывает не понимание, а лишь принятие на веру. ...И разум один не может отличить софизма от настоящего доказательства, если не может оправдать свои выводы опытом» (История..., 1981, с.58-59). Р. Бэкон, францисканец и профессор богословия в Оксфорде, провел 12 лет в тюрьме за порицание неблагоприятных поступков коллег, принижавшее авторитет церкви. Прошло 700 лет. Наши современники, иногда признавая, что «подтягивают» свои результаты под ГТП, ссылаются кроме мнения признанных лидеров на невозможность иначе получить гранты, печататься в престижных изданиях, отклоняющих статьи при одном упоминании геосинклинали. Впрочем, этические проблемы возникают у людей с нормальным геологическим образованием. Геологи поколений, выросших в период господства ГТП, не получили от своих преподавателей сведений об простейших геологических фактах и методах их анализа. Профессионального уровня (речь идет не о частных задачах, в решении многих из которых современная геология быстро и успешно развивается) они могут достичь только самостоятельно, но далеко не у каждого присутствует такое стремление.

Свойства человеческой природы, способствовавшие заражению большинства членов мирового геологического сообщества бациллой плитовой тектоники, не из лучших. Поэтому выздоровление будет долгим.

## 2. ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ АДВЕКЦИОННО-ПОЛИМОРФНОЙ ГИПОТЕЗЫ

В 1975 году автор представил на суд В.В. Белоусова книгу «Тепловые аномалии геосинклиналей» (Гордиенко, 1975), в которой (только для этого типа эндогенного режима) рассматривалась гипотеза глубинного процесса в коре и верхней мантии Земли. Она включала представления о связи тектоники и магматизма с адвекцией в мантии (Белоусов, 1972) и полиморфными преобразованиями пород (Гогель, 1965, Субботин и др., 1968 и др.). Презентация прошла благополучно, но в эту и последующие наши беседы (их было немного – 3 или 4) Владимир Владимирович советовал обращать больше внимания на проявления современной активизации, затрудняющие изучение следов предшествующих процессов, и не пытаться разрабатывать подробную схему теплопереноса в тектоносфере, для которой (по его мнению) накоплен еще недостаточный эмпирический материал на континентах, тем более – на океанах. Важность первого замечания, хоть и не сразу, стала понятна, со вторым не хотелось соглашаться (В.В. Белоусов счел необходимым написать об этом для всех геологов в своей статье–завещании (Белоусов, 1991)). Разработка гипотезы продвигалась медленно, недостаток информации на континентах сдерживал ее меньше, чем отсутствие последовательности и ошибки в оценках автором проявлений тех или иных глубинных процессов в формировании наблюдаемых геологических явлений. На океанах за последние 20 лет почти не прибавилось данных об их «доокеанической» истории. И все же можно констатировать создание внутренне согласованной (возможно, еще неполной) схемы действия «тепловой машины» тектоносферы, опирающейся на твердо установленные факты и количественно объясняющей основные события геологической истории в рамках закона сохранения энергии. Речь идет об адвекционно-полиморфной гипотезе (АПГ) (Гордиенко, 1998, 2007, 2012 и др.).

Гипотеза, претендующая на решение такой задачи, должна отвечать ряду требований, остановиться на которых полезно перед изложением сути дела.

### ТРЕБОВАНИЯ К ТЕКТОГЕНИЧЕСКОЙ ГИПОТЕЗЕ

Восстановление глубинных процессов в земной коре и верхней мантии по известным геологическим событиям в приповерхностной зоне и физическим полям и моделям неоднозначно, как и любое решение обратной задачи. Однако различия между предлагаемыми сосуществующими концепциями тектогенеза глубинными процессами далеко выходят за рамки эквивалентных решений. В значительной мере такой разброс связан с обращением к физически нереальным процессам в верхней мантии и/или с привлечением для контроля далеко не всех изучаемых геологических явлений.

Последнее осложнение устраняется использованием представления об эндогенных режимах, каждый из которых характеризуется набором последовательных «элементарных явлений» геологической истории региона (Белоусов, 1978. 1982 и др.). В таких описаниях обобщен огромный опыт геологической науки прошлого.

С точки зрения автора, методика разработки и применения тектогенической гипотезы должна отвечать таким критериям:

1. Обеспечить формулирование представлений о физически реальном механизме глубинного процесса, отвечающем современному уровню знаний о составе, структуре и энергетике тектоносферы Земли.

2. Довести "проработку" процесса до уровня, при котором становятся возможными достаточно точные расчеты распределения физических свойств вещества тектоносферы в

любой момент истории региона (в том числе и через геологически значительное время после завершения активной фазы).

3. Продемонстрировать количественное согласование расчетных и наблюдаемых геофизических данных по региону. Вычисленные в соответствии с гипотетическим процессом скоростные и геоэлектрические модели сравниваются с построенными по экспериментальным данным. Расчетные гравитационное и магнитное поля, распределение теплового потока сопоставляются непосредственно с наблюдаемыми. Важным элементом здесь является отсутствие подбора. Параметры должны совпадать в рамках заранее оговоренных погрешностей расчета и эксперимента. Если рамки оказываются слишком широкими (т.е. допускают согласование полей и моделей для принципиально разных схем процесса), сравнение по такому методу глубинной геофизики признается для рассматриваемого случая неинформативным и исключается из перечня критериев контроля.

При анализе незавершенного процесса современной активизации, когда нет полной ясности в типе эндогенного режима и, соответственно, в выборе варианта глубинного процесса, описанное сопоставление может быть проведено с использованием подбора части параметров по наблюдаемым данным. В этом случае собственно тип режима и является целью исследования.

4. Продемонстрировать возможность восстановления геологической истории регионов с разными типами эндогенного режима. Гипотетический механизм процесса должен позволять рассчитать скорости и амплитуды поднятий и опусканий, седиментации, время появления и глубину магматических очагов для разных этапов эволюции региона, распределение зон литогенеза и метаморфизма в породах земной коры и др..

Естественно, что значение разных методов контроля гипотезы может существенно изменяться в зависимости от типа эндогенного режима и возраста процесса.

Применение данных геофизики возможно только в случае, когда вызываемые процессами последствия создают значительные аномалии физических свойств вещества коры или верхней мантии, которые достаточно точно предсказываются гипотезой. Эти последствия обусловлены изменениями состава пород и глубинных температур. Изменения состава могут быть изучены по геофизическим данным, если в значительном интервале глубин определен современный состав и известен существовавший до начала активизации. Очевидно, что решение такой задачи на количественном уровне достижимо далеко не всегда. В некоторых случаях исключением можно считать поставляемые ГСЗ данные о структуре и мощности земной коры или отдельных ее слоев. Аномалии температуры, возникшие в недрах при активизации и в какой-то мере релаксировавшие к настоящему времени, могут быть довольно точно описаны АПГ. Вызванные ими возмущения физических свойств (и физических полей) при достаточной величине фиксируются, но такая их величина сохраняется только для альпийских и постальпийских процессов.

Сохранность состава находящихся в настоящее время на поверхности магматических и осадочных пород, степени литогенетических изменений последних, других геологические данные много выше, чем аномалий температуры, поэтому использование этой информации для рассмотрения доальпийских процессов часто оказывается предпочтительней. .

Рассмотрим правильность этого утверждения на примере хорошо геологически и геофизически изученной герцинской геосинклинали Донбасса, в котором происходила и киммерийская активизация. Используем результаты построения тепловой модели тектоносферы региона в соответствии с представлениями АПГ.

Современные температуры в недрах региона, связанные с герцинским геосинклинальным процессом (завершившимся складчатостью и финальным магматизмом 250-230 млн. лет назад) и киммерийской активизацией (180-170 млн. лет назад), заметно не отличаются от имевшихся перед началом геосинклинального цикла развития примерно 380 млн. лет назад. Существовавшие в активный период интенсивные аномалии температуры почти полностью сгладились.

Часть модели, обусловленная герцинскими и киммерийским актами тепломассопереноса, обнаруживает положительную аномалию  $T$  в интервале глубин 45-180 км не более 50 град. Глубже располагается сопоставимая по интенсивности (около 70 град) отрицательная аномалия. Температура солидуса превышает на глубине около 300-350 км. В верхних 300 км мантии и коры отсутствуют слои частичного плавления, которые могли бы вызвать заметные аномалии электропроводности, связанные с расплавом и флюидами, возникающими при тепловой дегидротации пород. Понижение скорости продольных сейсмических волн под влиянием высокой температуры в интервале глубин 40-200 км составляет около 0,02-0,03 км/с, что явно меньше погрешности. Таким образом, геоэлектрические и скоростные модели мантии региона не могут фиксировать следов герцинского и киммерийского процессов в Донбассе. Изменение плотности пород мантии под влиянием аномальных  $T$  разного знака в центральной части региона составит в среднем на глубинах 45-180 км  $-0,007$ , на глубинах 180-450 км  $+0,004$  г/см<sup>3</sup>. Температурные и, соответственно, плотностные аномалии распространены на площади, по крайней мере, вдвое превосходящей площадь геосинклинали. Отвечающая плотностным аномалиям мантийная гравитационная аномалия вдоль профиля от центра региона к его периферии представлена на рис. 1. Она не достигает в центре Донбасса 10 мГал, что меньше достоверно фиксируемого возмущения такой природы. Эту аномалию нельзя обнаружить еще и потому, что в регионе существует более значительная, связанная с современной активизацией (до 30-35 мГал). Расчетный аномальный глубинный тепловой поток вдоль профиля от центра Донбасса к его периферии, связанный с процессами герцинского и киммерийского возрастов, менее 3 мВт/м<sup>2</sup>, она меньше погрешности определения теплового потока в Донбассе (рис. 1). Кроме того, здесь распространены сильные возмущения теплового поля, связанные с последствиями современной активизации.

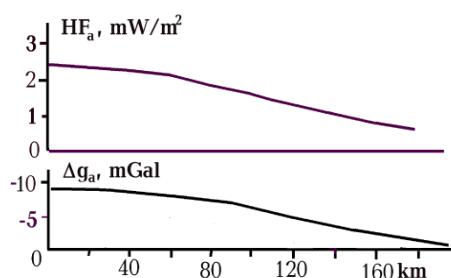


Рис. 1. Распределения аномального теплового потока и аномального гравитационного эффекта мантии в Донбассе, отвечающие герцинским и киммерийским процессам.

Отличие современных коровых температур, обусловленных рассматриваемыми глубинными процессами, от существовавших до их начала, не превышают первых десятков град. Соответственно нельзя ожидать существенного изменения глубины изотермы Кюри магнетита, с которой связывалось бы изменение мощности магнитоактивных объектов и, соответственно, магнитного поля.

Таким образом, в современных геофизических данных (кроме скоростного разреза коры) должны отсутствовать заметные следы герцинских и киммерийских процессов, эта информация не пригодна для контроля тектогенической гипотезы применительно к событиям такого возраста. Но рассчитанная в соответствии с АПГ тепловая модель Донбасса демонстрирует ряд характерных элементов, поддающихся геологическому контролю.

Согласно ей распределение  $T$  на глубине в первые километры на момент завершения герцинского процесса должно отвечать ТП в центре региона около 70-75 мВт/м<sup>2</sup> с заметным сокращением к периферии. На участках, охваченных киммерийской активизацией, температуры непосредственно после ее завершения значительно выше и нелинейно распределены по глубине. Повышение связано с влиянием гидротерм, поднимавшихся над магматическими внедрениями по зонам разломов до глубины подошвы пермских пород (около 2 км в момент киммерийской активизации). Вычисленные  $T$  можно сопоставить с данными о палеотемпературах в соответствующих частях Донбасса, установленными по степени метаморфизма углей и литогенетическим изменениям осадочных пород. Результаты сравнения иллюстрирует рис. 2.

Достигнуто полное согласование расчетных и экспериментальных  $T$  для обоих периодов геологической истории.



Рассчитаны по тепловой модели глубины кровли астеносферы в мантии Донбасса для моментов образования магматических пород мантийного происхождения. Они могут быть сопоставлены с глубинами магматических очагов, установленными по составу изверженных пород. Имеющиеся оценки погрешности определения глубины кровли астеносферы по геологическим данным - порядка 10-15 км. Химизм некоторых пород говорит об участии корового материала в формировании состава магмы. Так Южно-Донбасский комплекс, практически синхронный инверсии, наряду с другими породами включает трахиандезиты и трахилипариты.

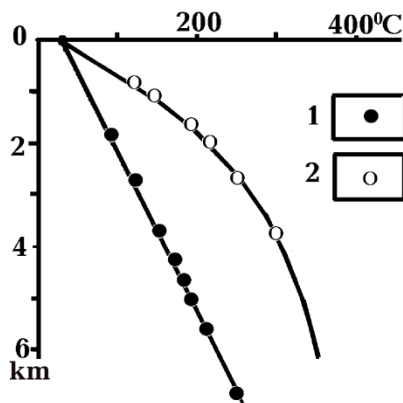


Рис. 2. Сравнение расчетных тепловых моделей (линии) с экспериментальными данными о палеотемпературах герцинского (1) и киммерийского (2) времени.

Очевидно, что и этот вид контроля прошел успешно. Если к приведенным результатам добавить еще подробное восстановление скорости седиментации на всех этапах эволюции геосинклинали (см. ниже) и величины эрозионного среза, то можно считать, что отсутствие аномалий физических полей не делает рассматриваемую схему глубинного процесса бесконтрольной. Она уверенно верифицируется на количественном уровне геологическими данными. Конечно, для этого нужна соответствующая изученность региона. К сожалению, в настоящее время она достигается только для континентов и некоторых фрагментов переходных зон. Кстати, очевидное изменение состава земной коры Донбасса по сравнению с корой соседнего Украинского щита (базификация) достоверно не интерпретируется, так как может быть связано с событиями рифейского, герцинского или киммерийского возрастов.

Таблица. Сравнение параметров источников магмы в мантии Донбасса в период 380-170 млн лет назад

Возраст, млн. л	Глубина кровли астеносферы, км, температура, град	
	По тепловой модели	По данным о составе пород
380	255, 1800	190, 1650
320	157, 1550	150, 1500
320	97, 1400	90, 1300
240	60, 1250	50, 1200
170	50, 1200	50, 1200

А по современным возмущениям физических полей уверенно диагностируются на территории части бассейна зоны современной активизации. Внутри них на небольших глубинах получены распределения  $T$ , близкие к приведенным на рис. 1 (киммерийская модель). Показано количественное соответствие расчетных и экспериментальных аномалий ТП, электропроводности, скорости сейсмических волн, гравитационной мантийной – всех возмущений, прогнозируемых как следствие тепломассопереноса по АПГ.

Естественно, что для решения перечисленных задач были обоснованы и приняты параметры среды (химический и минеральный состав пород коры и мантии, их плотность, скорость сейсмических волн в них, тепло- и температуропроводность, электропроводность, вязкость, энергоемкость и пр.) и влияние на них температуры (вплоть до небольшой степени частичного плавления), давления и полиморфных преобразований (Гордиенко, 2012 и др.). Принята также методика построения моделей в виде расчета фоновых свойств среды для платформенной (длительно неподвижной) тектоносферы с последующим расчетом поправок,

вносимых изменениями температуры и полиморфными преобразованиями при тепломассопереносе во время активных процессов.

## ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ БАЛАНС

Определение источника энергии глубинных процессов в тектоносфере – одна из основных проблем современной геологии. По мнению автора имеющейся в настоящее время информации вполне достаточно для решения задачи количественного описания параметров такого объекта и демонстрации соответствия выделяемой энергии всем известным энергоемким явлениям в течение всей изученной геологической истории. Речь идет о радиогенной теплогенерации (ТГ) в коре и верхней мантии Земли, используемой в этом качестве в АПГ (Гордиенко, 2012 и др.). В рамках других существующих гипотез задача не решается.

Энергетический баланс складывается из теплогенерации в коре и мантии с одной стороны и расхода на поддержание теплового потока через поверхность с другой. Последний включает три составляющие: 1) связанную с остыванием неподвижной среды, 2) с теплогенерацией в ней, 3) с тепломассопереносом в тектоносфере, происходящим при активизациях. Энергетические потребности других проявлений активности (магматизм, поднятия поверхности, складчатость и т.п.) незначительны по сравнению с аномалиями ТП, сопровождающими активизацию (Гордиенко, 2012, 2014а и др.).

Различия в составе мантийных пород платформенных («кратонных») и океанических регионов зафиксировано еще в работах А.А. Пронина (Пронин, 1973а,б), Ф. Бойда (Boyd, 1989) и др.. По мнению Ф. Бойда, первые не могут быть сформированы никаким «скупиванием» океанических. Внеплатформенные регионы континентов занимают промежуточное положение (Boyd, 1989). Поэтому есть смысл рассмотреть распределение ТГ в тектоносферах докембрийских платформ, фанерозойских геосинклинальных поясов и океанов отдельно.

Данных о содержании урана, тория и калия (соответственно – о современной ТГ) в породах коры очень много, для тех же пород установлены значения скорости продольных сейсмических волн ( $V_p$ ) и ее зависимости от температуры и давления. В результате получены корреляционные связи между параметрами для пород консолидированной коры  $TG=1.28 \exp 1.54(6-V_p)$  при платформенном распределении Т ( $V_p$  – в км/с, ТГ – в  $\mu\text{Вт}/\text{м}^3$ ). Теплогенерация в слабо литифицированных породах ( $V_p = 2$  км/с) верхней части осадочного слоя довольно стабильна ( $1.2 \mu\text{Вт}/\text{м}^3$ ). К нижней части мощного слоя, где литификация существенно растет ( $V_p = 5$  км/с), ТГ сокращается по имеющимся оценкам примерно до  $0,8 \mu\text{Вт}/\text{м}^3$ , в пределе (при температуре литификации 400 град,  $V_p = 6$  км/с) - до  $0.5 \mu\text{Вт}/\text{м}^3$ .

Получено удовлетворительное согласование вариаций ТП на платформах, включая зоны существенно пониженных тепловых потоков. Такой контроль демонстрирует отсутствие существенных погрешностей в использованной информации. Теплогенерацию коровых пород можно считать известной много лучше, чем мантийных.

В соответствии с периодами полураспада определено изменение ТГ коры во времени. Тепловой поток, производимый корой платформы с типичным скоростным разрезом за счет теплогенерации ее пород за 3,6-0 млрд. лет изменяется в довольно широких пределах и в среднем составляет  $28 \text{ мВт}/\text{м}^2$ . Рассчитано интегральное тепловыделение за период 0-3.6 млрд лет ( $31.5 \cdot 10^{14} \text{ Дж}/\text{м}^2$ ), выбранный потому, что в его пределах на платформах (щитах) можно относительно достоверно восстановить геологическую историю и оценить энергетические потребности активных процессов. В фанерозойских геосинклинальных поясах Земли мощность коры в среднем сопоставима с имеющейся на платформах. В верхней части близки и скоростные разрезы (различия не превышают естественных вариаций, до 10 км скорости несколько ниже, глубже – выше платформенных), глубже - ситуация иная, скорости повышены (особенно, учитывая температурные поправки). Среднее отличие теплогенерации для всей коры можно оценить (о точном результате в данном случае говорить не приходится) как пониженное на  $0.13 \mu\text{Вт}/\text{м}^3$  по сравнению с платформой. Суммарное современное производство радиогенного тепла в коре под платформой ( $W_k = TG \cdot H$ , где H – мощность слоя) –  $23 \text{ мВт}/\text{м}^2$ ,

под геосинклинальными поясами –  $17.5 \text{ мВт/м}^2$ . Под океанами с мощностью коры около 6 км (примерно 0.5 км представлены осадочными породами, 5,5 км – основными) средняя теплогенерация в коре составляет около  $0.5 \text{ мВт/м}^3$ , суммарное производство энергии –  $3 \text{ мВт/м}^2$ .

Диапазон мнений о величине ТГ в верхней мантии весьма велик. Часто утверждается, что урана и тория в ней очень мало, а встречающиеся повышенные содержания – результат контаминации ксенолитов выносящей их магмой. Появившиеся в последние годы данные позволяют опровергнуть эту точку зрения и присоединиться к мнению А. Рингвуда «...есть все основания предполагать, что встречаемая в кимберлитах ассоциация перидотитовых и эклогитовых ксенолитов и ксенокристов представляет собой среднюю «пробу» мантии.» (Рингвуд, 1981, р.104), а состав пиролита представляет собой «...смесь трех частей альпийских перидотитов и одной части гавайских толеитов.» (Рингвуд, 1981, р.174-175). Конечно, используя такую модель для оценки ТГ (а не химического и минерального состава пиролита), необходимо иметь в виду, что в мантии основные породы представлены эклогитами, в которых содержания урана и тория резко понижены по сравнению с базальтами (ТГ сокращается с примерно 0.5 до  $0.1-0.2 \text{ мВт/м}^3$  (Гордиенко, 2014а)).

Приведенные на рис. 3 ТГ трех типов регионов четко различны, как и количества использованных анализов. Можно предположить, что результат для платформ едва ли изменится при добавлении новых данных (он был таким же при вдвое меньшем их количестве), в случае геосинклиналей это также довольно вероятно, в океанах информации пока немного, для достоверной оценки ТГ необходимо продолжать ее накопление.

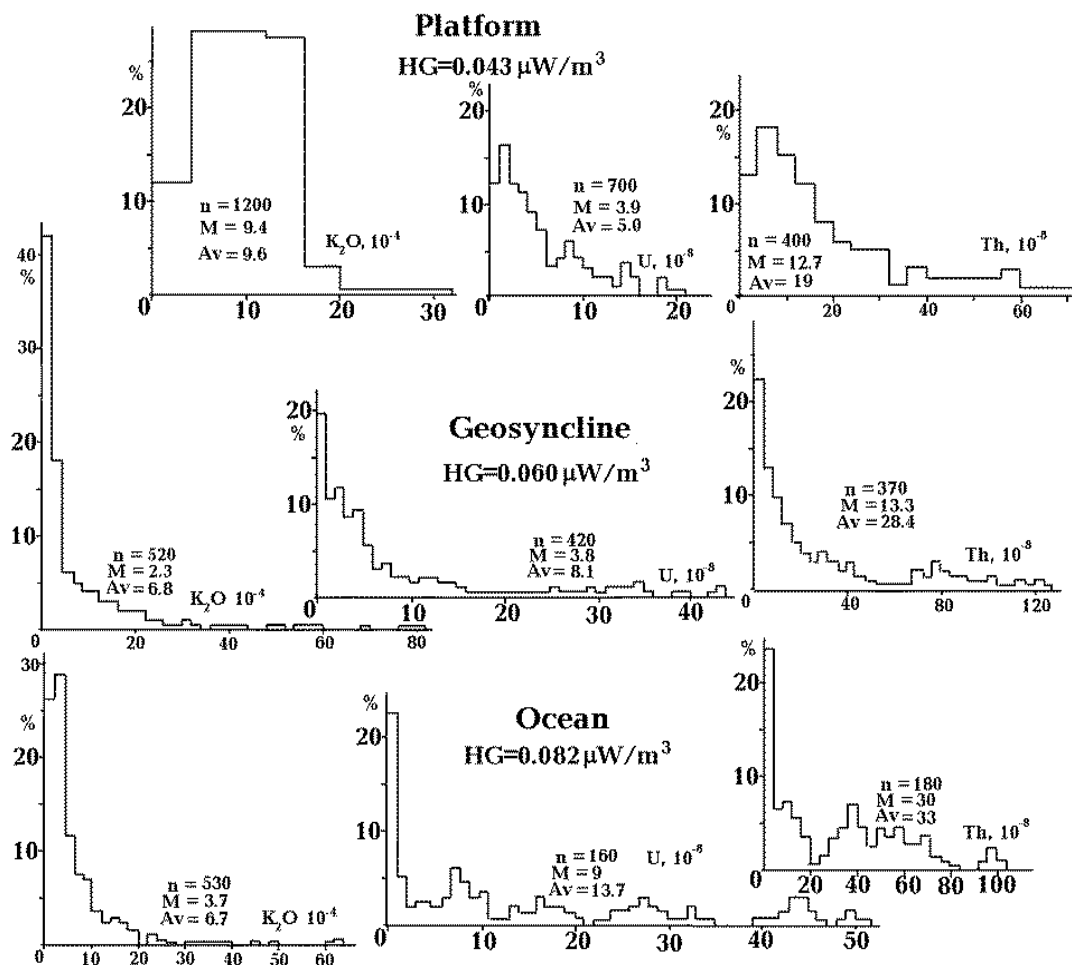


Рис. 3. Гистограммы распределений содержаний  $K_2O$ , U и Th в породах мантии платформ, геосинклиналей и океанов и величины современных ТГ. n – число использованных анализов, M – медианное значение, Av – среднее значение.

При расчете суммарной ТГ всей верхней мантии глубина ее подошвы принята отвечающей началу перехода оливина- $\alpha$  в оливин- $\beta$  при современной температуре под неактивизированными докембрийскими платформами. Она не обязательно точно отвечает изменению теплогенерации на менее интенсивную в переходной зоне (до 670 км) и в нижней мантии. Тем не менее, интересно отметить, что суммарное количество радиогенных источников тепла в коре и верхней мантии всех трех разновидностей регионов оказывается практически одинаковым -  $42 \pm 0.5$  мВт/м<sup>2</sup>. Т.е. в настоящее время в любой точке Земли под единицей поверхности выделяется одно количество тепла, но его источники распределены по-разному, что связано с образованием коры того или иного типа. На континентах кора современной мощности существует миллиарды лет, на океанах ситуация неясна, скорее всего, в имеющемся виде (т.е. с глубиной  $M$  около 10 км, что не обязательно верно) она молода, десятки или первые сотни млн лет назад здесь была кора сопоставимой с континентальной мощности, возможно, более основная. На этом сколько-нибудь достоверные сведения об истории коры океанов исчерпываются.

Таким образом, в ТГ проявляется установленное Ф. Бойдом различие мантийных пород. В других свойствах (плотности, скорости сейсмических волн и электропроводности) при одинаковой глубине, температуре и минералогии известные вариации химического состава не отражаются (Гордиенко, 2010 и др.).

Полная величина ТП формируется кроме теплогенерации в коре и мантии длительным остыванием тектоносферы, продолжающийся этап которого начался по АПГ 4,2 млрд лет назад с температуры солидуса. Для пород мантии она составляет  $T_{sol} = 1013 + 3,914N - 0,0037N^2$  где  $N$  – глубина в км (Гордиенко, 2012) вплоть до переходной зоны на подошве верхней мантии.

Сумма двух рассчитанных компонент для настоящего времени – от ТГ в мантии и остывания –  $20.5$  мВт/м<sup>2</sup>. Это с большой точностью отвечает величине мантийного теплового потока на платформах (т.е. в ситуации длительного отсутствия теплопереноса), определяемой как разница экспериментального ТП и расчетного корового радиогенного (Гордиенко, 2012 и др.). Такое совпадение невозможно при неправильно выбранных ТГ, температуропроводности верхней мантии и параметров ее остывания. Сумма всех трех компонент кондуктивного теплового потока составляет в настоящее время  $40$  мВт/м<sup>2</sup>, что очень близко к наблюдаемому ТП на платформе вне аномалий, связанных с глубинным теплопереносом. Как правило, наблюдаемый тепловой поток выше расчетного примерно на  $2$  мВт/м<sup>2</sup>, что может быть в ряде районов обусловлено осадочным слоем с относительно высокой ТГ, а на щите – с распространением гранитоидов.

Интегральное выделение тепла в коре и верхней мантии платформ за последние 3,6 млрд лет составляет  $73.5 \cdot 10^{14}$  Дж/м<sup>2</sup>. Кондуктивный тепловой поток за это время вынес  $59.5 \cdot 10^{14}$  Дж/м<sup>2</sup>. Разницу -  $14 \cdot 10^{14}$  Дж/м<sup>2</sup> - должен обеспечить теплоперенос при активных глубинных процессах.

## **АДВЕКТИВНЫЙ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОС**

В основу модели тепловой эволюции мантии легло представление о начальном распределении  $T$  примерно 4,2 млрд. лет назад. Оно обусловлено (если абстрагироваться от несущественных для нашей задачи сторон процесса) предшествующей аккрецией (приведшей к среднему нагреву планеты в зависимости от используемой схемы процесса на 1500-2500 град) и дифференциацией Земли на ядро и внешние оболочки (обусловившей средний нагрев на 1200 град) в течение нескольких сотен млн. лет (Ранняя..., 1980, Рингвуд, 1981 и др.), образованием «магматического океана» глубиной около 1000 км. «Магматический океан обогащается летучими и некогерентными элементами относительно твердой мантии, которая становится очень сухой и лишенной летучих элементов» (Ранняя..., 1980, с.28), а из него выносятся вещества коры. Процесс сопровождается интенсивным теплопереносом (скорее всего – непрерывной конвекцией), охлаждением тектоносферы до уровня температуры солидуса пород. При ее достижении вязкость вещества мантии существенно увеличивается, непрерывная конвекция со скоростью, необходимой для обеспечения теплопереноса при реальных

активизациях, становится маловероятной. Последующие изменения  $T$  связываются с кондуктивным охлаждением через поверхность, выделением радиогенного тепла (изменяющейся во времени интенсивности, при отсутствии теплопотерь способного нагреть верхнюю мантию будущей платформы на 2000-2500 град) и выносом тепла к поверхности адвективным путем во время активизаций. Дополнительные источники тепла (его выделение или поглощение) могут возникать при смещении кровли зоны полиморфных переходов в низах верхней мантии. Именно период 0-4,2 млрд. лет назад, охватывающий большую часть истории Земли, рассматривается ниже. Предпочтение отдано тектоносфере платформ, так как для них есть с чем сравнить результаты расчетов.

Для принятых  $T$ ,  $T\dot{G}$  и тепловых свойств среды получим такие распределения температуры в верхних 500 км оболочки Земли (рис. 4).

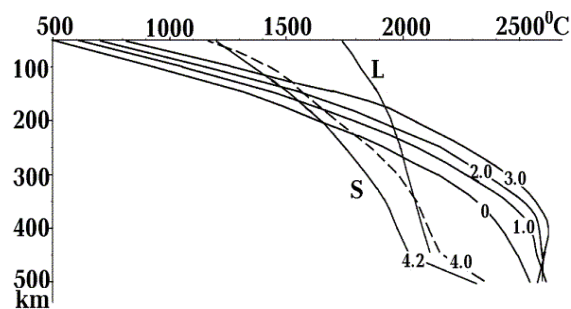


Рис. 4. Расчетные распределения  $T$  без учета теплопереноса для разного возраста (в млрд. лет) тектоносферы и уровня  $T\dot{G}$  мантии платформы. S – солидус, L – ликвидус.

Очевидно, что конструкция, в которой превышен не только солидус, но и ликвидус пород мантии в интервале глубин мощностью в сотни километров, не может быть стабильной. Неизбежен теплоперенос, отводящий избыточное тепло к поверхности.

С точки зрения часто используемого в механике принципа наименьшего действия (предпочтения процесса, дающего нужный результат при минимуме произведения массы, скорости и пути) перенос перегретого вещества к поверхности будет скорее адвективен, чем произойдет с помощью замкнутой конвекции с длинным горизонтальным плечом. Именно такими были отделение ядра, все явления переноса магм.

При расчете тепловых моделей, отражающих последствия теплопереноса, на исходную модель – распределение температуры солидуса до глубины 1000-1100 км 4,2 млрд. лет назад и результаты ее эволюции под влиянием теплогенерации и выноса тепла через поверхность - накладывались результаты перемещений вещества в каждом активном эпизоде истории региона. Изучение состава магматических пород Украинского и других щитов (Гордиенко, 2014б, Гордиенко и др., 2005 и др.) показало, что глубины кровли астеносферы в ходе активных процессов докембрия изменяются так же, как в геосинклиналях и рифтах фанерозоя. Именно в этом смысле древним процессам были приписаны обозначения «геосинклиналь» и «рифт», тектонические последствия могли отличаться от фанерозойских.

Выбор эндогенного режима связывался с видом предшествующей тепловой модели. Если температуры превышали солидус в большом интервале глубин ниже 200 км, ситуация считалась подходящей для возникновения внутриастеносферной конвекции и геосинклинального процесса. При этом учитывалось наличие сверхадиабатического градиента в астеносфере или ее части. Именно такой фрагмент астеносферы считался пригодным для конвективного перемешивания вещества и подготовки всплывающего вверх астенолита. Если астеносфера была менее мощной, условия считались подходящими для рифтового процесса или одноактной активизации (которой отвечало перемещение вещества, характерное для начального этапа рифтогенеза). Как правило, вынос вещества в этом случае осуществлялся из астеносферы или ее части мощностью около 100 км, реже – 50 км. В случае отсутствия астеносферы или ее незначительной (менее 50 км) мощности расчет (подразумевающий только эволюцию фона и сглаживание возникших прежде аномалий  $T$ ) продолжался до момента формирования необходимых условий. Для упрощения вычислений диаметр единичного кванта тектонического действия (КТД – минимального объема вещества, способного к перемещению – см. ниже) во всех случаях считался равным 50 км. Каждому геосинклинальному или рифтовому событию отвечало перемещение трех КТД. В случае необходимости учитывалась ограниченность возникающих источников тепла по длине и ширине.

Конечно, проведенное моделирование не отражает единственно возможный вариант последовательности активных процессов в тектоносфере щита. Были рассмотрены по несколько разновидностей схем процесса с разными тепловыми свойствами среды и разным выбором характера процесса в моменты, когда тепловая модель не позволяла однозначно предпочесть тип эндогенного режима, когда можно было начинать активизацию или продлить время «тектонического покоя» для более полного «созревания» условий последующего теплопереноса. Во всех случаях картина получалась принципиально той же. К рассчитанным актам теплопереноса нельзя добавить или изъять ни одного.

Глубже рассматриваемой зоны проведенный расчет обнаруживает своеобразную ситуацию. В интервале глубин около 700-1000 км на протяжении всей геологической истории сохраняется слой с незначительной степенью частичного плавления, оставшийся от «магматического океана». Эта глобальная астеносфера сопоставима по объему с внешним ядром и превосходит внутреннее. Современные скоростные модели мантии ее не выделяют, имеются лишь косвенные признаки изменения упругих параметров, но в геоэлектрике слой хорошо просматривается (Гордиенко, 1998, Гордиенко и др., 2011б, Semenov, 1998). Начиная с глубины 200-250 км плотность жидкости больше плотности кристаллического вещества того же состава, поэтому в глобальной астеносфере не формируются всплывающие астенолиты. Пониженная вязкость приводит к прекращению на глубине ее кровли (~700 км) сейсмичности.

Оценим вклад активных процессов в вынос энергии. Аномальный тепловой поток геосинклинали выносит  $0.68 \cdot 10^{14}$  Дж/м<sup>2</sup>, с учетом расхода энергии на нетепловые процессы в приповерхностной зоне (прежде всего – поднятие блока коры и верхних горизонтов мантии) расход на один геосинклинальный цикл увеличивается до  $0.8 \cdot 10^{14}$  Дж/м<sup>2</sup>. Для рифтогенеза эта величина оказывается несколько меньше – около  $0.6 \cdot 10^{14}$  Дж/м<sup>2</sup>. Примерно столько же ( $0.55 \cdot 10^{14}$  Дж/м<sup>2</sup>) требуется для одноактной активизации. В последнем случае не удается построить экспериментальную аномалию теплового потока, для оценки вынесенной энергии использовалась расчетная по АПГ. Судя по интенсивности возмущений в районах, где можно предположить связь аномалии ТП зоны современной активизации не только с гидротермальной деятельностью, максимум достигает примерно тех же величин, что и в рифте, – около 20 мВт/м<sup>2</sup> (Гордиенко, 2014а и др.).

Подробное рассмотрение построения модели и сравнения расчетного возраста периодов активизации с экспериментально установленным для пород щитов всех континентов, приведено в (Гордиенко, 2009а,б, Гордиенко и др., 2005). Сравнение осложнено тем, что начиная с позднего архея и протерозоя активизации не охватывают всю территорию одновременно. Небольшие различия в ТГ пород мантии приводят к некоторому смещению возрастов активизаций в разных блоках щитов, а расчет выполняется для одного. Тем не менее, удастся достоверно выделить датировки, пригодные для сравнения с модельными на Канадском, Балтийском, Украинском, Индийском щитах, Сибирской, Сино-Корейской, Африканской, Южно-Американской, Австралийской и Антарктической платформах.

Немногочисленные (в среднем – 4 из 51 за исключением Антарктиды) «пропущенные» по сравнению с модельными экспериментальные датировки могут быть связаны с неполнотой изученности щитов (работы последних лет во многих случаях закрыли такие пропуски) и недостаточной информированностью автора. В целом согласование расчетных и экспериментальных данных не вызывает сомнений, невозможно представить их случайное совпадение.

В районах щитов и платформ мира, где можно наблюдать следы активных процессов за 3.6 млрд лет, произошли 23 активных события. Это 3 геосинклинальных, 11 рифтовых и 9 активизаций (современная активизация не включена в этот перечень, так как на большей части территории платформ еще не состоялась). Проведенные расчеты фактически представляют собой физическое обоснование канона Штилле (Stille, 1924). Результат (расход энергии около  $14 \cdot 10^{14}$  Дж/м<sup>2</sup>) соответствует разнице между радиогенной теплогенерацией в коре и верхней мантии и кондуктивным потоком из тектоносферы, т.е. массоперенос, вызывающий тектоно-магматическую активность, потребляет около 20% выносимой ТП энергии (30% радиогенной). Радиогенной теплогенерации в тектоносфере вполне достаточно для объяснения глубинных

процессов, нет смысла привлекать другие, особенно – находящиеся на глубинах, информация о которых отсутствует (граница мантии и ядра и т.п.) (Иванов, 2010 и др.).

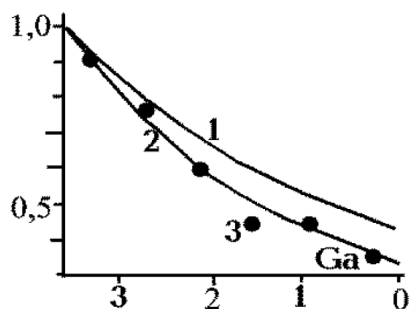


Рис. 5. Относительное изменение теплогенерации в коре (1) и мантии (2) платформ и средних потребностей в энергии активных процессов для отрезков времени в 0,6 млрд лет (3).

Изменение ТГ в коре и верхней мантии платформ в сопоставлении с энергетическими затратами активных процессов за последние 3,6 млрд лет приведены на рис. 5. Эволюция активности во времени больше похожа на изменение ТГ мантии, чем коры. Это естественно, т.к. коровая энергия в основном расходуется на поддержание ТП. Рис. 5 показывает, что сокращение тектоно-магматической активности связано только с уменьшением концентрации радиоактивных элементов по мере их распада. ДеPLETED пород мантии по ТГ не происходит, иначе экспериментальные точки располагались бы ниже расчетной кривой.

В пользу принятого уровня теплогенерации в коре и мантии говорят и данные геотермометров, отражающие РТ-условия образования или преобразования пород в периоды от глубокого докембрия до современности. Эта информация поставляется ксенолитами, выносимыми кимберлитами и щелочными базальтами в платформенных регионах. Большая часть коровых данных получена по поверхностным породам блоков с разной величиной эрозионного среза. В минералогии этих образований и ксенолитов из большей части коры сохраняются следы максимальных Т. В мантии под влиянием высоких РТ-условий породы в значительной мере успевают «подстроиться» под платформенный режим, но и здесь согласование расчетных и экспериментальных Т довольно полное.

В геосинклинальных поясах и океанах в период после «всеохватывающих» активизаций (менее 2,5 млрд лет назад) акты мантийного тепломассопереноса должны происходить чаще, чем на платформах. Расчет и некоторые экспериментальные данные показывают, что минимальный перерыв между актами тепломассопереноса составляет 20-30 млн лет. Он наблюдается и в хадее (hadean) 4-4,5 млрд лет назад (Balashov, 2009).

В архее и раннем протерозое экспериментальные возрасты активизаций в поясах соответствуют расчетным для платформ. После 2 млрд лет наблюдаемых гораздо больше, т.е. предположение о большей активности в связи с более высокой ТГ оправдывается.

Геологическая история океанов известна только на очень коротком отрезке времени. Лишь для фрагмента Срединно-Атлантического хребта (САХ) количество датировок указывает на гораздо большее выделение энергии в мантии (в том числе – в докембрии), чем использованное при расчете платформенной модели. В геологически недавнем прошлом активные события с минимальными перепадами возраста фиксируются на сравнительно небольших блоках океанических регионов (Гордиенко и др., 2013 а, б).

Создается впечатление, что существуют и регионы с промежуточной величиной ТГ между платформами и геосинклинальными поясами фанерозоя (байкалиды, не вовлеченные в геосинклинальные процессы каледонского и более молодого возраста) и геосинклиналями и океанами. В последнем случае это задуговые и средиземные бассейны, срединные массивы с резко утоненной, часто базифицированной, корой. Имеется информация и о существовании таких не до конца переработанных коро-мантийных блоков на всех океанах (Гордиенко и др., 2013а,б). Плавное изменение ТГ может служить обоснованием принципа Ирдли (Eardley, 1951), но его применимость явно ограничена. Например, на южном краю Тетиса.

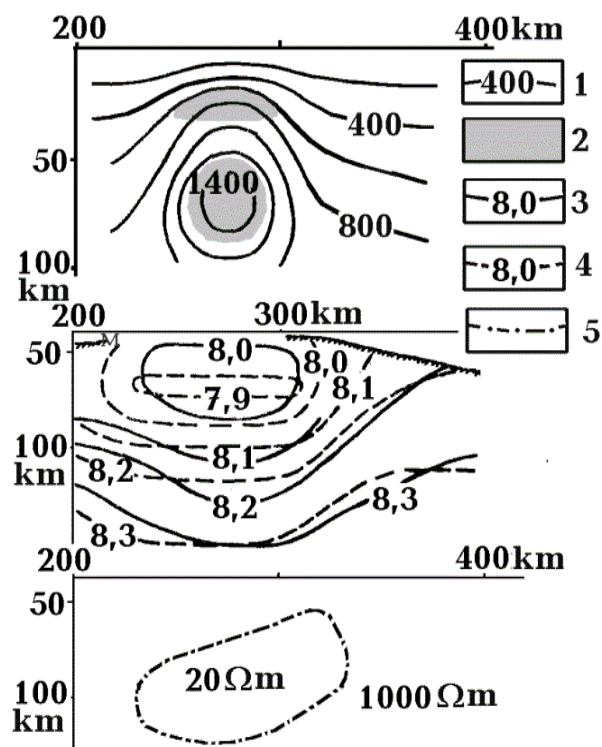
В целом имеющейся информации достаточно для подтверждения высказанной гипотезы о повышенной теплогенерации в мантии под океанами и связанной с этим их высокой тектоно-

магматической активностью. Но вопрос явно должен быть рассмотрен на большем фактическом материале.

## КВАНТ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ДЕЙСТВИЯ

Упомянутые выше КТД, более или менее синхронно всплывающие в верхнюю часть тектоносферы, объединяются в крупные астенолиты под всей территорией активизируемых регионов. Рассмотрим реальность таких объектов, используя вначале сведения о геометрии областей синхронной однотипной активности, хотя она может лишь косвенно отражать размеры искомого КТД. Так как длина зон, как правило, много больше ширины, есть смысл сосредоточить внимание на последнем параметре. Собранные данные относятся к структурам с достаточно четкими границами. Обобщение не претендует на полноту и статистическую обоснованность. По его результатам необходимо было лишь получить ответы на вопросы: 1) существует ли минимальная ширина структур, характерная для проявлений одного типа эндогенного режима, 2) изменяется ли она с возрастом в течение фанерозоя, 3) совпадает ли она для разных режимов.

Для Тетиса ширина складчатых зон заключена в пределах 60-150 км. Рассмотрены в основном альпийские структуры (здесь и далее к анализу не привлекались крупные объекты типа Карпато-Динаридского «овала», заведомо образованные многими КТД). В Тихоокеанском поясе анализу подвергнуты альпиды и киммериды. Обнаружен примерно тот же диапазон ширины структур, что и в Тетисе, хотя в небольшом количестве встречены складчатые зоны уже и шире. Для палеозойских (преимущественно герцинид) Западной Европы и Аппалачей видна преобладающая ширина 50-60 км, структуры более узкие практически не встречены. То же можно сказать и о небольших по территории складчатых зонах палеозойской восточной Австралии. Каледониды и герциниды Таймыра, фундамента Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саяно-Монгольской области представлены зонами шириной преимущественно 60±20 км. Практически те же значения ширины фиксируются в самых молодых зонах островных дуг на периферии Тихого океана и в Карибском бассейне. Привлечены данные по кайнозойским рифтовым трогам Восточно-Африканской системы, Байкальской и Момской зонам. Кайнозойские трог континентальной Западной Европы рассмотрены совместно с несколько более ранними (частично - мезозойскими) в Северном море. Обобщен материал по мезо-палеозойской рифтовой системе Западно-Сибирской плиты и палеозойским рифтам Восточно-Европейской платформы. Во всех случаях установлено преобладание узких структур,



но почти отсутствуют трог с шириной менее 40 км. Довольно стабильна ширина глубоководных желобов Тихого океана и прилегающих акваторий Атлантического и Индийского океанов. В основном она составляет 50-100 км, большая часть массива данных представлена минимальными значениями из этого диапазона.

Рис. 6. Аномальные объекты, установленные в тектоносфере Бельцкой зоны современной активизации на Молдавской плите.

1 – изотермы (град), 2 – зоны частичного плавления, 3,4 – изолинии скорости сейсмических волн (км/с): 3 – экспериментальные, 4 – расчетные, 5 – граница зоны низкого удельного электрического сопротивления в мантии.



В срединноокеанических хребтах (СОХ) сложно выделить границы структур, позволяющие оценить ширину. Узким (и отсутствующим в некоторых хребтах) центральным грабеном она явно не ограничивается. Эти очень молодые (по крайней мере - в последних проявлениях активности) образования могут быть использованы для оценки длины КТД. Если считать, что его длина - это размер по простиранию связанной с ним структуры, то в большинстве упомянутых выше объектов её определить нельзя: они представляются (без детального анализа) однородными по простиранию или фрагментированы вследствие наложенных активизаций. Только в наиболее молодых образованиях, каковыми являются СОХ, при малой мощности и хрупкости коры можно обнаружить результаты действия каждого КТД, индивидуально смещающего ось хребта. Как следствие, хребет должен быть разбит на серию блоков, разделённых молодыми разломами. Именно такая структура обнаружена в хорошо изученных частях мировой системы СОХ. В частности, для Срединно-Атлантического хребта характерные размеры блоков по его простиранию составляют  $50\pm 30$  км, для калифорнийской части Восточно-Тихоокеанского хребта -  $60\pm 20$  км. К этим размерам близки (или кратны) палеозойские элементы рифта Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), выделенные по простиранию структуры.

В связи с современной активизацией территории Украины произошло синхронное «оживление» сетки разломов, в том числе и за пределами собственно зон активизации. Изучение этих (обладавших мобильностью в последние ~3 млн. лет) нарушений позволило наметить делимость, возникающую при одном процессе. Очевидно наличие двух сетей нарушений. Гистограммы распределений размеров ячеек в каждой из них явно отражают смешение массивов данных с преобладающими размерами 60 и 120 км, т.е. отвечают размерам 1 и 2 КТД.

Таким образом, приповерхностные проявления активизации разного типа характеризуются довольно стабильными минимальными размерами объектов, не изменяющимися в течение фанерозоя. Эти размеры близки к 50-70 км.

Непосредственное исследование мантийных объектов с аномальными свойствами под зонами молодой активизации разного типа на континентах и в переходных зонах к океанам обнаруживает приблизительно те же значения минимальной ширины - 50-60 км. Для выделения таких образований использованы результаты интерпретации возмущений теплового потока, данные геоэлектрики и сейсмологии. Ширина аномальных объектов составляет (км): под активизированными альпидами Большого и Малого Кавказа - 40-60, под зонами Памира, Тянь-Шаня, Туранской плиты - 50-100, Южного Казахстана - 50-70, под Курильской островной дугой - 60-80, под рифтом Татарского пролива - 30-70, под активизированными альпидами Берегового хребта Кордильер Северной Америки - 40-60 км.

Толщину КТД можно устанавливать в зонах молодой активизации, где встречаются интенсивные аномалии физических свойств вещества верхней мантии, отвечающие единичным объектам. Один из примеров - на рис. 6. Обнаружены аномальные объекты, по свойствам отвечающие зонам частичного плавления, толщина которых близка к ширине и длине КТД.

Таким образом, искомый объект оказывается изометричным, размером примерно  $50\times 50\times 50\div 70\times 70\times 70$  км. Отсутствие у единичного КТД "корней", уходящих на большую глубину в мантию, указывает на адвективный характер теплопереноса, сформировавшего его.

На преобладающий характер теплопереноса указывают и распределения скоростей сейсмических волн в районах современной активности. Соответствующие данные (освещающие верхнюю мантию в значительном интервале глубин и достаточно достоверные) пока еще довольно редки, некоторые из них приведены на рис. 7, обобщающем скоростные разрезы из работ (Гонтовая и др., 2006, Бурьянов и др., 1987, Sobolev et al., 1996 и др.) .

Физический механизм формирования КТД трудно рассмотреть в полном объеме, прежде всего - из-за недостатка достоверной информации о свойствах среды и их изменениях. В качестве возможного варианта решения задачи можно упомянуть результаты работ Я.М.

Хазана (Хазан, 1999а,б), из которых следует возможность длительного существования слоя частичного плавления с глубиной кровли на 200-250 км и подошвы – 400-450 км. В верхней части слоя могут формироваться неустойчивые объемы вещества диаметром 50-100 км, способные подниматься на расстояния от своего диаметра до раздела М. Построения автора для несколько иного представления о свойствах среды дают примерно те же параметры (Гордиенко, 1998 и др.).

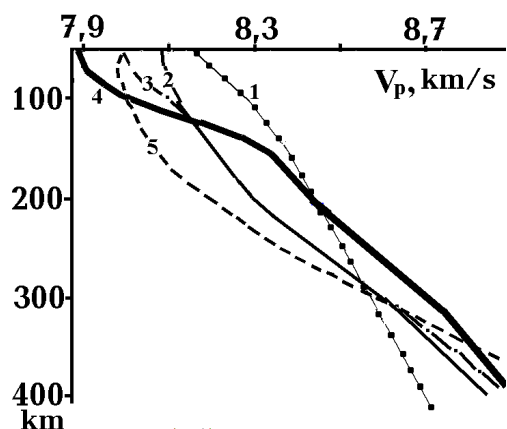


Рис. 7. Скоростные модели верхней мантии различных регионов.

1 – платформа, 2 – Альпы, 3 – Кавказ, 4 – Камчатка, 5 – Центральный массив Франции.

### ПАРАМЕТРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ

Из рассмотренной схемы следует вывод о расположении КТД на одинаковых глубинах для всех эндогенных режимов. Они различаются последовательностью появления в верхнем положении. Для объяснения состава выплавляющихся магм и ТП на разных этапах процесса необходимо считать, что под геосинклиналями появляются очаги магм с глубинами кровли 220-250 км (перед стартом КТД) затем 160, 100 и 40 км. В рифтах порядок изменения глубины обратный. В зонах одноактной активизации с небольшим начальным резервуаром частичного плавления в нижней части верхней мантии вначале вероятен подъем на глубину 200-250 км, затем – под кору. При активизации в районе недавно завершившегося геосинклинального или рифтового процесса для формирования КТД используется реликтовая астеносфера с небольшой (около 100 км) глубиной кровли. При достижении мантийным астенолитом подкоровых глубин происходит вторжение основных выплавов в нижнюю и среднюю часть континентальной коры, на место этого материала в мантию опускаются уплотненные эклогитизированные коровые породы. Это возможно за реальное время при «размораживании» реакции эклогитизации прогревом и действием флюидов. Общий объем коро-мантийного обмена очень велик: за время существования коры около половины современного объема мантии (в среднем для Земли) побывало в ее составе. Соответственно распространенное мнение об обеднении верхней мантии необоснованно.

Коровые очаги прогнозируются на глубинах более 20 км с отдельными вторжениями вторичных магм на глубины до 6-10 км.

Для контроля этой гипотетической схемы применялись сведения о расположении границ раздела в верхней мантии, сформированных над очагами в виде зон неоднократно метасоматически измененных пород, данные о глубинах, с которых вынесены ксенолиты кимберлитами и щелочными базальтами, и о глубинах очагов по составу изверженных пород. Небольшое количество данных привлечено по глубинам очагов в коре и под корой по температуре Кюри титаномагнетитов в молодых изверженных породах. Информация собрана по всем континентам и океанам, всем типам эндогенных режимов (Гордиенко, 2014б и др.) (исключение – сейсмологические данные, представляющие Северную Евразию (Pavlenkova et al., 2006 и др.)). Соответствующие данные по всем континентам и океанам – на рис. 8.

Данные об очагах магм, прогнозированные гипотезой и полученные независимыми геолого-геофизическими методами, практически полностью согласуются. Можно считать, что количественный контроль по этому параметру осуществлен.

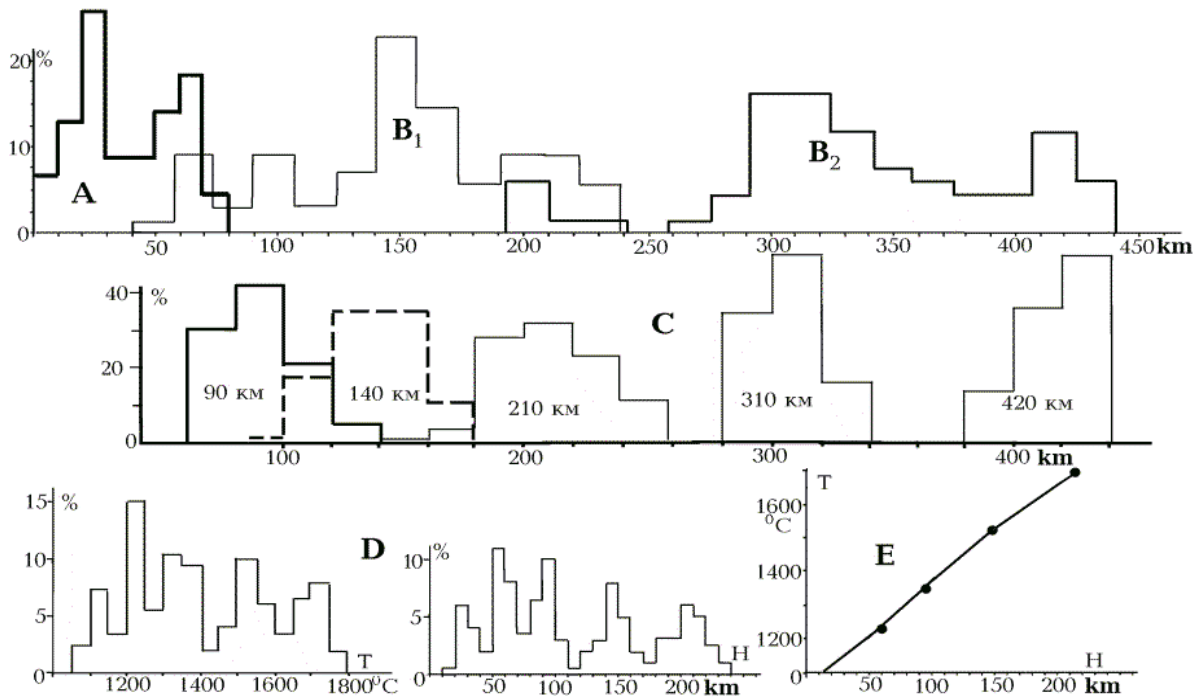


Рис. 8. Гистограммы распределений параметров магматических очагов.

А-С – глубин кровель (А - для Закарпатского прогиба по температурам Кюри титаномагнетита в молодых вулканитах, В – по ксенолитам, вынесенным кимберлитовыми и щелочно-основными магмами (В1), по включениям мейджоритов в алмазах (В2), С – по скоростным разрезам верхней мантии), D - температур и глубин кровель очагов магматизма в мантии по составу изверженных пород наиболее полно изученных районов континентов и океанов, E – сравнение принятых в АПГ температур солидуса (линия) и T на кровлях очагов плавления (точки).

## СОГЛАСОВАНИЕ РАСЧЕТНЫХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ. ПРИЛОЖЕНИЯ

В процессе разработки гипотезы она непрерывно контролировалась рассмотрением геологической истории различных регионов, в которых были представлены молодые и сравнительно древние (фанерозойские) эндогенные режимы континентов, океанов и переходных зон. Нереально в одном разделе дать обзор этой работы. Ниже приведены примеры согласований мощностей осадочного слоя (и его изменения во времени), гравитационного поля, скоростных разрезов верхней мантии, температур в ней. Перед началом исследования каждого региона проводился расчет тепловой модели, определяемой предшествующей историей. Устанавливалась возможность активизации в той или иной форме (см. выше). Естественно, при наличии данных о возрасте инициальных активных событий начало модельного теплопереноса приурочивалось именно к этому периоду. В геосинклиналях и рифтах моменты появления в верхнем положении вторых и третьих КТД также определялись с учетом известных фактов геологической истории, хотя, конечно, без наличия соответствующего запаса перегретого вещества процесс не начинался. Учитывались размеры региона, вовлеченного в активизацию.

Утолщение осадочного слоя считалось эквивалентным опусканию. Обоснованность такого предположения была проверена на примере Украинского щита и окружающих впадин. Здесь установлено достаточно точное соответствие объема пород, поступивших в них, величине эрозионного среза на щите в период от рифея до настоящего времени.

Опускание (и поднятие) связывались с температурными аномалиями, полиморфными переходами, изменением состава и мощности коры. Последний фактор играл, например,

определяющую роль в формировании западной впадины Черного моря. Она располагается в пределах протяженной полосы – от Мезийской плиты до Туранской – аномально основной древней коры (Гордиенко и др., 1990 и др.). Процесс превращения базальтоидов в эколгиты при молодой активизации придал впадине черты океанизированного участка.

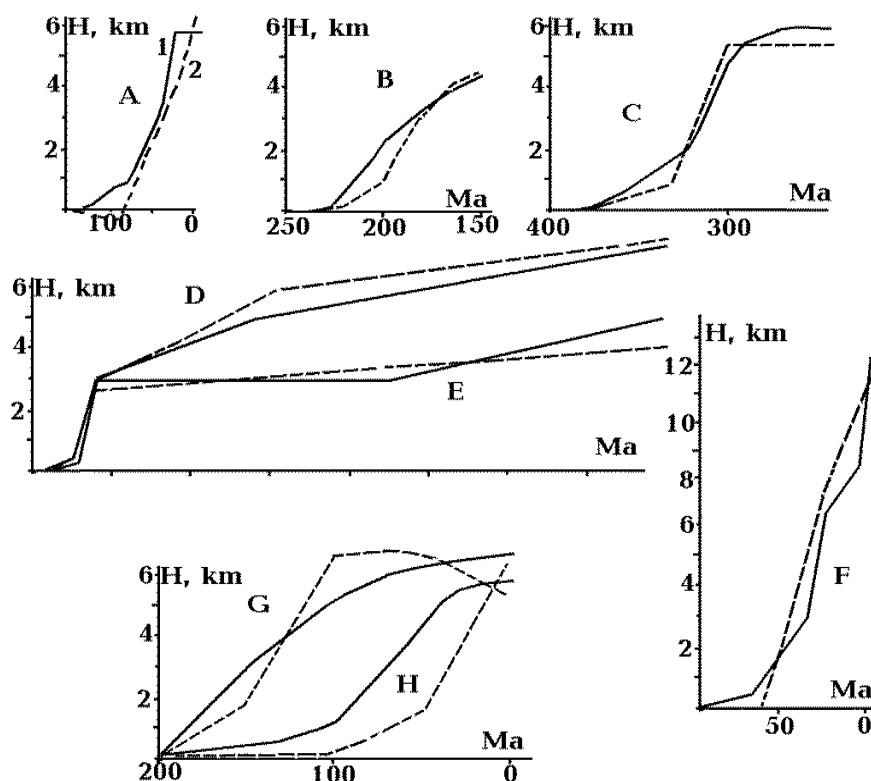


Рис. 9. Экспериментальные (1) и расчетные (2) изменения мощности осадочного слоя в Складчатых Карпатах (А), на Скифской плите (В), в Донбассе (С), ДДВ (D), Припятском прогибе (Е), Западно-Черноморской впадине (F), Внутренней (G) и Внешней (H) впадинах Северо-Американского Приатлантического прогиба.

В большинстве случаев на рис. 9 представлены средние по бассейнам значения мощности осадочного слоя. Согласование в целом удовлетворительное, различия заметно возрастают только в прогибах переходной зоны Атлантического типа, для которой глубинный процесс пока не разработан с «континентальной достоверностью». Здесь предполагается океанизация, восстановленная по анализу событий в средиземных и задуговых морях. Ей отвечает тепломассоперенос в мантии, напоминающий рифтовый, но более интенсивный. В результате следует признать необходимость дополнения триады Клооса (Cloos, 1939) для вариантов рифтогенеза на базитовой коре. Над собственно рифтовым комплексом Днепровско-Донецкой впадины, кора которой базифицирована рифейскими процессами, образуется в карбоне-перми синеклиза с мощными осадками. В рифте Черного моря, заложенном на блоке базитовой коры, в мелу-кайнозое сформировалась субокеаническая структура. На обширных пространствах современных океанов такая конструкция часто не дополняется мощными осадками просто из-за отдаленности областей сноса.

Представление о важнейшей черте геосинклинального режима – голоморфной складчатости – в АПГ не играет значительной роли (возможно, пока). Затраты энергии на нее невелики, предполагается, что складчатость возможна по механизму гравитационного сползания (Aubouin, 1965, Cosgrove, 2005, Frostick, 2005, Гутерман, 1987 и др.) при большом вкладе сейсмических сотрясений (и смещении к внешней границе относительного поднятия фундамента) и/или адвекции при преобразовании пород коры в процессе погружения и прогрева (Gerya, 2004, Гордиенко и др., 2011a). Обоснование «волны Обуэна» можно видеть в более раннем созревании условий для тепломассопереноса в центральных, более перегретых частях тектоносферы активизированного региона.

Значения мантийной гравитационной аномалии рассчитывается как разница между наблюдаемым полем и эффектом коры. Последний определяется по плотностному разрезу, установленному по скоростному. Практически применяются плотности, аномальные по отношению к плотности верхов мантии ( $3,32 \text{ г/см}^3$ ). На частях платформы, где явно давно

отсутствует активизация (и плотность мантии нормальная, фоновая), нулю наблюденного поля (аномалии Буге) отвечает коровый эффект минус 870 мГал. По отношению к этой норме и распределяется эффект коры. По его несоответствию наблюденному полю вычисляется мантийная аномалия. Ее погрешность даже при качественных скоростных разрезах не менее 10 мГал. Значащей считалась аномалия в 20 мГал, часто отвечающая зонам современной активизации платформы. В альпийских геосинклиналях и рифтах (в том числе тех, на территориях которых происходит дополнительная по отношению к основному процессу современная активизация) аномалии значительно больше (рис. 10). При вычислении расчетной величины аномалии привлекались в соответствии с моделью процесса данные об аномальных  $T$  мантии и изменениях плотности при полиморфных переходах. Результаты сравнения приведены на рис. 10. В большинстве случаев разница между расчетным и наблюденным полями при учете аномального эффекта мантии становится меньше объяснимой погрешностями.

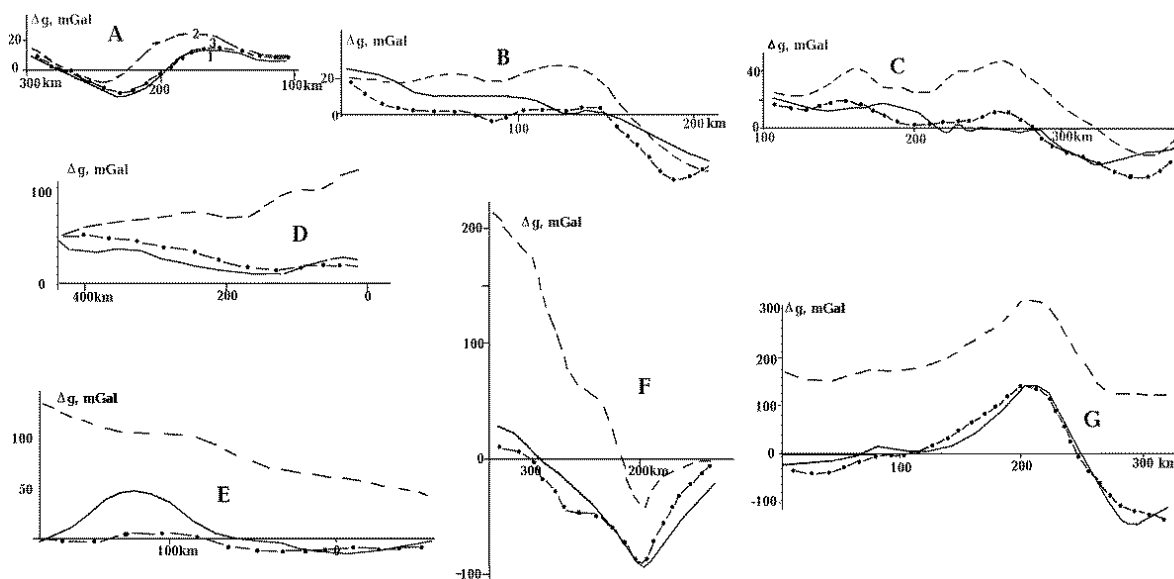


Рис. 10. Мантийная гравитационная аномалия в некоторых изученных районах активизации.

1 – наблюденное поле (аномалия Буге), 2 – расчетный эффект коры и нормальной мантии, 3 – расчетный эффект с учетом аномальной плотности мантии по АПГ.

Зоны современной активизации: А – в центре Украинского щита. В – в Днепро-Донецкой впадине, С – в Донбассе, D – на Скифской плите. Е – на краевой части области современного рифтогенеза и базификации коры в Западно-Черноморской впадине. F – в Восточных Карпатах. G – на Восточной Камчатке, Курило-Камчатском желобе и Северо-Западной плите Тихого океана.

Видно, что использованный подход к оценке мантийной гравитационной аномалии применим не только к континентальным, но и к некоторым океаническим регионам. Следует отметить, что островные дуги в АПГ не считаются принадлежностью океанов. Процессы в них заметно не отличаются от происходящих в других альпийских геосинклиналях.

На рис. 11 собраны данные о мантийных гравитационных аномалиях в океанах и переходных зонах. Часть построенных здесь моделей глубинных процессов по АПГ пока менее обоснована, чем на континентах. Модель, относящаяся к переходной зоне от Северной Америки к Атлантическому океану, осложнена необходимостью учета активизации в районе Аппалачей и прилегающей части платформы. Погрешность расчета аномалии существенно растет в океанах (до 20 мГал), но здесь намного больше и величина возмущения.

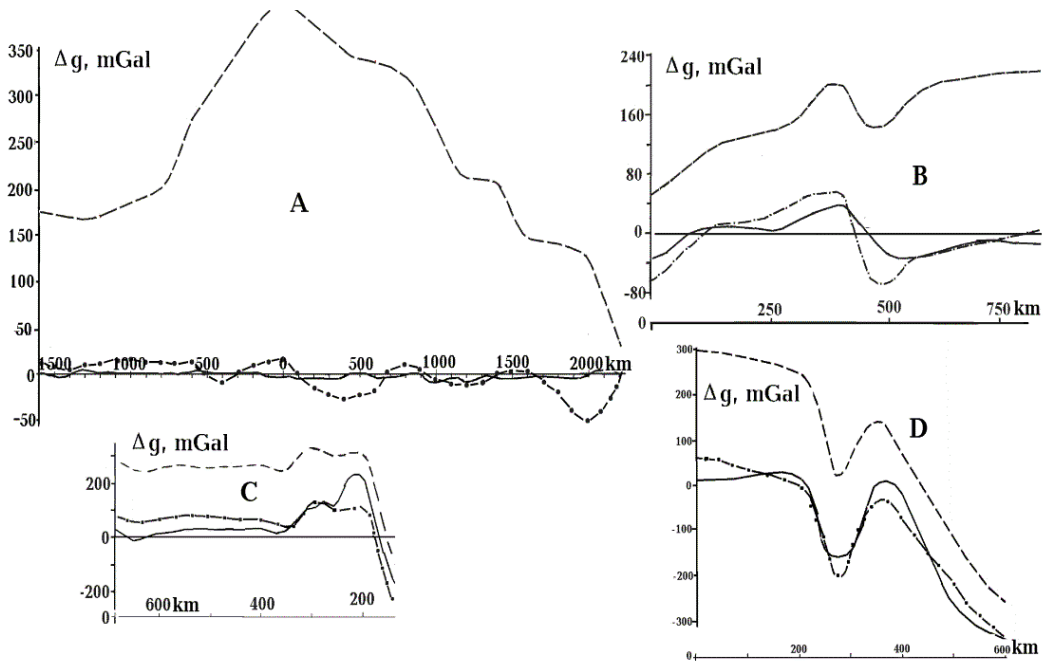


Рис. 11. Мантийная гравитационная аномалия в некоторых изученных районах активизации океана и переходных зон. Усл. обозначения см. на рис. 10.

А – Анголо-Бразильский геотраверс (Павленкова и др., 1993), пересекающий САХ и прилегающие котловины, В - Внутренняя и Внешняя впадины Северо-Американского Приатлантического прогиба и прилегающая часть Сев. Америки с Аппалачской зоной активизации, С – Южно-Охотская задуговая впадина, D – зона перехода от Анд к плите Наска.

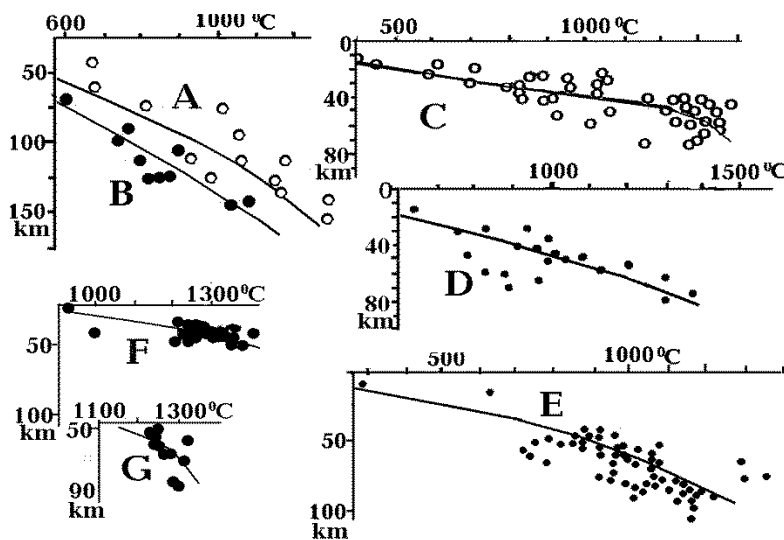


Рис. 12. Расчетные по АПГ температуры (линии) и данные геотермометров (точки)

А – Украинский щит, В - Припятский вал (платформенная территория с пониженной ТГ в земной коре), С – геосинклинали Курил, Камчатки, Апеннин, D – рифты Центрального массива Франции, Рио Гранде, Кении, E – зоны молодой активизации Алданского щита, Витимского нагорья, Чешского массива, F –

Сомалийская, Марианская, Филиппинская котловины и район желоба Яп, G – Японская котловина.

Выше упоминалось согласование расчетных по АПГ температур пород коры и верхней мантии платформ с экспериментальными данными. Можно также привести результаты подобного сопоставления для фанерозойских геосинклиналей, рифтов и зон одноактной активизации континентов и океанов (рис. 12).

Очевидно, что расчетные и экспериментальные данные вполне согласуются. Количественная характеристика степени их соответствия представлена двумя параметрами: различий расчетных и экспериментальных температур, и различий Т магм, установленных на

одной глубине. Модальные величины обоих расхождений составляют около 50 град, т.е. отличие экспериментальных данных от расчетных может быть объяснено погрешностью эксперимента.

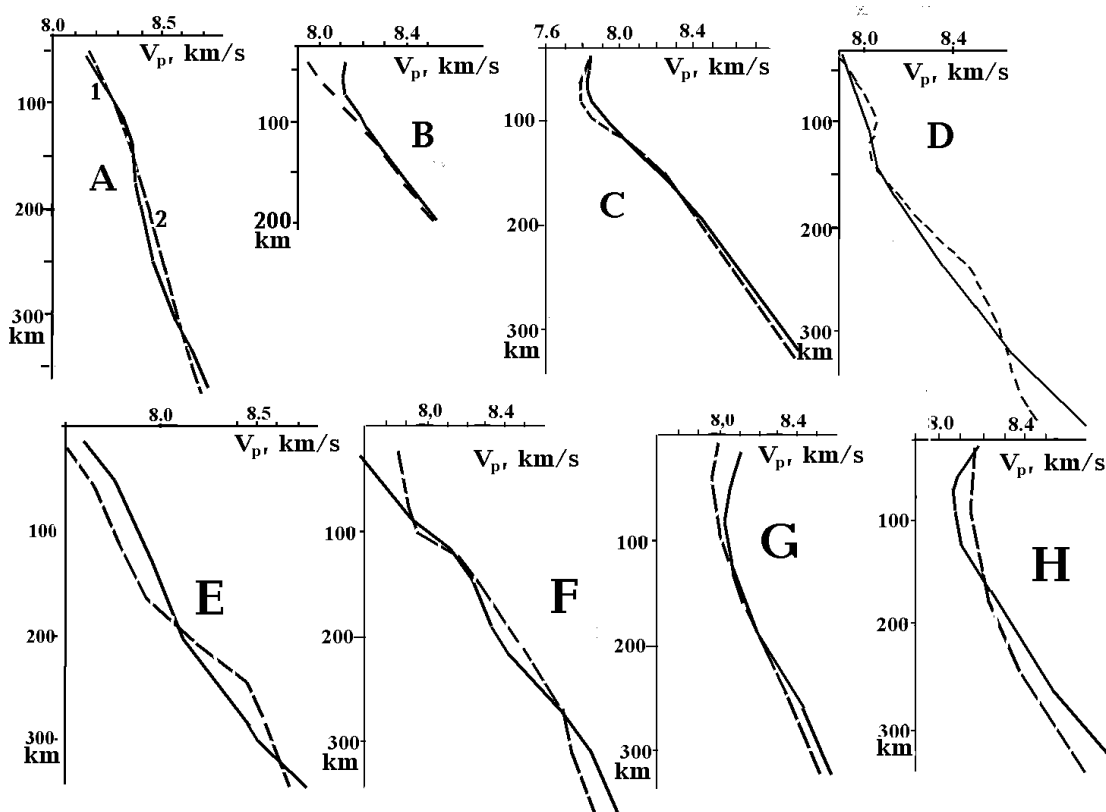


Рис. 13. Сравнение экспериментальных (1) и расчетных (2) распределений скорости продольных сейсмических волн в верхней мантии под регионами с различными эндогенными режимами (Гонтова и др., 2006, Gordienko et al., 2016, Pavlenkova et al., 2006 и др.).

А – докембрийская платформа, В – зона современной активизации платформы, С – альпийская геосинклиналь, D – альпийский рифт, Е – срединно-океанический хребет, F – островные дуги и прибрежные хребты тихоокеанского побережья Северной и Южной Америк, G – вал Зенкевича на окраине Северо-Западной плиты Тихого океана, H – Курило-Камчатский желоб.

Еще один параметр, который можно использовать для контроля построенных по АПГ моделей глубинных процессов – распределение скоростей продольных сейсмических волн в верхней мантии. Выбор материала для сравнения непрост, некоторые его приемы рассмотрены в работе (Гордиенко, 2010 и др.). Для характеристики альпийских геосинклиналей привлечены данные под обширными регионами Карпато-Динаридского «овала» и др. Под сравнительно узкими образованиями (Б. Кавказ, Альпы) – аномальность скорости значительно меньше. В качестве примеров современной активизации использовались данные по таким зонам на докембрийских платформах Северной Евразии, здесь есть шанс увидеть соответствующую аномалию без искажения. Но этот результат не достигнут (Гордиенко, 2010) - рис. 13В. В верхней части разреза наблюдаемые значения скорости заметно повышены по сравнению с расчетными, что можно отнести на счет экологитизированных основных коровых пород в связи с молодостью процесса опустившихся на небольшую глубину в мантию. В молодых рифтах мало известной автору информации о скоростных разрезах. На океанах экспериментальные данные представительны для островных дуг (и аналогичных структур – береговых хребтов Америк) и СОХ. В первом случае результат практически не отличается от установленного в геосинклиналях (с которыми они, собственно, и отождествляются по АПГ). Разрезы под желобами и океаническими впадинами пока слабо обоснованы. Кроме данных, приведенных на

рис. 13G,H, в литературе имеется незначительная по объему информация, но ее обоснованность еще предстоит рассмотреть.

Перечень операций контроля построенных моделей можно продолжить, но остальные приемы его проведения не добавят заметно убедительности результату. А он в целом положительный. Получить без подбора параметров модели такие количественные согласования, с расхождениями, не выходящими за рамки обусловленных погрешностями, невозможно с помощью любой другой гипотезы.

Были рассмотрены несколько приложений АПГ к изучению проблемы сейсмичности и поискам месторождений полезных ископаемых (углеводородов, гидротермальных сульфидных руд, алмазов, ресурсов геотермальной энергии) (Гордиенко, 2014в, Гордиенко и др., 2001, 2002а, 2008а,б,в, 2014а, 2016). Они дают весьма разные по значению дополнения в имеющуюся сумму знаний по каждому из названных направлений. Пожалуй, основная ценность таких приложений – в перенесении на новые объекты наработанных методов анализа геолого-геофизической информации. Но есть и заметные новые элементы, которые вполне могут пригодиться как дополнение арсенала исследователей перечисленных процессов. В качестве примера сошлемся на возможность привлечения АПГ к изучению природы землетрясений и месторождений углеводородов.



Для сейсмичности наиболее интересным кажется использование тепловых моделей для изучения поглощения энергии и вариаций сотрясаемости, а также соотношений сейсмического

Рис. 14. Распределение зон современной активизации и эпицентров землетрясений (точки) на территории Украины.

момента, энергоемкости и предполагаемого объема очага. Однако наглядней – связь независимо определенных по комплексу геолого-геофизических данных (Гордиенко, 2001, Гордиенко и др., 2005 и др.) контуров зон современной активизации и эпицентров землетрясений. Связь не вызывает сомнений, хотя картина не полна из-за недостаточной изученности. На территории Украины сеть сейсмостанций ориентирована на фиксацию событий на западе и юге. Сведения о слабых землетрясениях в центре и на востоке появились лишь в последнее время по результатам наблюдений в России. Их продолжение приведет, возможно, к выявлению новых очагов.

Согласно АПГ месторождения углеводородов формируются при современной активизации в течение последних сотен (а, возможно, и десятков) тыс. лет. В это время в нижнюю и среднюю часть коры вторгаются основные мантийные выплавки, приносящие растворенные флюиды. Серпентинизируются основные и ультраосновные породы, предварительно метаморфизованные до гранулитовой фации. Выделяется водород и относительно небольшое количество углеводородов. Частичное плавление охватывает часть пород средней коры, находящуюся в амфиболитовой фации. Флюидный поток поднимается в основном по проницаемым зонам разломов (проницаемость которых растет на порядки под влиянием сейсмичности) и переносит водород в среднюю и верхнюю часть коры. При наличии в ней заметных концентраций углерода (графита, шунгита, менее метаморфизованных, возможно, - первично-осадочных образований) возникают углеводороды. Расчет показывает, что по этой схеме может образоваться несколько «поколений» месторождений на одном месте. Такая модель делает очевидной (если события происходят на платформе без влияния других видов



активных эндогенных режимов) связь концентраций месторождений с рядом геологических признаков (аномалии изотопии гелия, высокие пластовые давления, гидрохимическая инверсия,

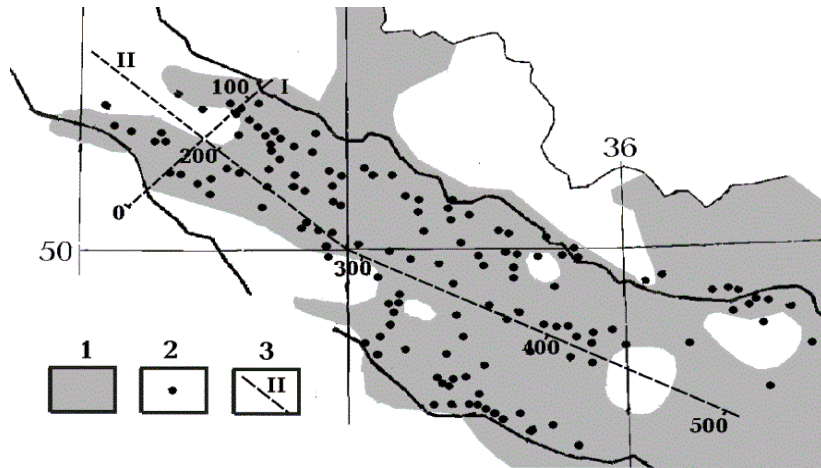
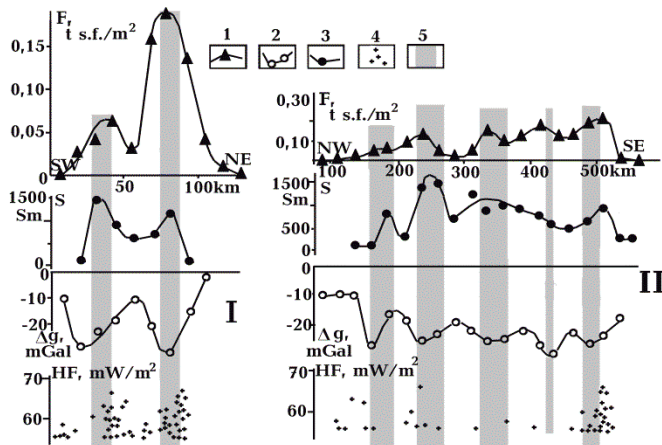


Рис. 15. Нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины и мантийная гравитационная аномалия интенсивностью более минус 20 мГал.

1 – контуры аномалии, 2 – месторождения нефти и газа, 3 – профили, вдоль которых проведено сопоставление вариаций

нефтегазоносности и аномалий физических полей (см. рис. 16).

появление в коллекторах микро- и наночастиц из метаморфизованных пород низов коры и т.д.) и аномалий физических полей. Весь регион современной активизации выделяется мантийной гравитационной аномалией и зоной пониженных скоростей в верхах мантии. В гравитационном поле появляются дополнительные аномалии над проницаемыми (разуплотненными) разломами, эти же объекты фиксируются и аномалиями электропроводности. Приуроченность аномалий ТП к местам скопления месторождений менее определена. За указанное выше время тепловая



аномалия из средней и нижней коры не достигает глубин измерения  $T$  в скважинах. Повышенные температуры (и аномалии изотопии гелия) появляются только около локальных разломов, выводящих глубинные флюиды в залежь.

продольной электропроводностью средней коры (3) и повышенными значениями теплового потока (фон ТП составляет  $43 \text{ мВт/м}^2$ ) (4). 5 – продольные и поперечные глубинные разломы, активизированные в последние ~3 млн. лет.

Рис. 16. Сравнение вариаций нефтегазоносности (1) ДДВ с мантийной гравитационной аномалией (2), суммарной

В части ДДВ все геологические признаки нефтегазоносности присутствуют. На рис. 15 видно, что мантийная гравитационная аномалия и месторождения совпадают.

Юго-восточнее, в Донбассе, аномалия сохраняется, а месторождения есть только в узкой зоне у северного краевого разлома. В центре региона в скважинах фиксируется поступление (кроме небольшого количества «угольного» метана) поток глубинного водорода (Мурич и др., 1975). Для образования углеводородов в коре на нужной глубине не оказалось карбона.

Для сравнения с аномалиями физических полей данные о месторождениях впадины обработаны следующим образом. Ее территория разбита на продольные и поперечные полосы шириной примерно 12,5 и 25 км соответственно. В их пределах суммированы запасы

месторождений в т.ч. – тоннах условного топлива и отнесены к единице площади. Для мантийной гравитационной аномалии и суммарной продольной электропроводности средней части коры в тех же полосах определены средние значения. Вариации обоих параметров неплохо согласуются с изменчивостью нефтегазоносности. Соответствие аномалий теплового потока концентрациям месторождений менее полное (см. выше). Но все же на месторождениях присутствуют отдельные повышения ТП (рис. 16) над фоном, составляющим в регионе около 43 мВт/м<sup>2</sup>.

В целом прогноз по АПГ оправдывается и полученные данные вполне могут дополнить комплекс нефтегазопоисковых исследований.

## **ВЫВОДЫ**

Приведенная в разделе информация показывает, что тектогеническая гипотеза, отвечающая сформулированным требованиям, возможна. Объем раздела не позволяет изложить аргументацию в развернутом виде, не исключено, что это лишило ее убедительности. Тем более, что некоторые составляющие действительно нуждаются в дополнительном исследовании и коррекции. В последние годы уже произошли заметные изменения по сравнению содержанием гипотезы в обобщающих публикациях автора (Гордиенко, 1998, 2007, 2012 и др.). В еще большей мере это относится к более старым работам, посвященным применению гипотезы к эволюции тектоносферы регионов с разными эндогенными режимами в Северной Евразии (Бурьянов и др., 1987, Гордиенко и др., 1990, 2005, 2006, 2011а, Тектоносфера..., 1992 и др.). В то же время автору казалось рациональным впервые рассмотреть развернутую версию гипотезы. Поэтому представляется полезным дополнить раздел еще несколькими, в которых можно было бы подробнее и с большей обоснованностью изложить представления об источнике энергии, докембрийской истории платформ мира, глубинах магматических очагов в мантии, развитии фанерозойских геосинклиналей, рифтов, регионов современной активизации, океанов и переходных зон разного типа, сейсмичности и происхождении месторождений полезных ископаемых (Gordienko, 2001, 2015a,b,c,d, 2016a,b, Gordienko et al., 1985, 2016).

### 3. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ БАЛАНС ТЕКТОНОСФЕРЫ

Тесная взаимная связь различных эндогенных процессов заставляет искать в недрах Земли явление, могущее быть общей начальной причиной и тектонических, и магматических, и метаморфических процессов... легко сделать вывод, что такой распространенной причиной может быть только тепло.

В.В. Белоусов, Причины эндогенных процессов, 1973

Определение источника энергии глубинных процессов – обязательная часть любой серьезной тектогенической гипотезы. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют выявить источник – радиогенную теплогенерацию в коре и верхней мантии Земли (ТГ) - и на количественном уровне показать соответствие выделяемой энергии всем известным энергоемким процессам в течение всей изученной геологической истории (Гордиенко, 2012 и др.). В рамках других существующих гипотез задача не решается.

Энергетический баланс по адвекционно-полиморфной гипотезе (Гордиенко, 2012 и др.) складывается из теплогенерации в коре и мантии с одной стороны и расхода на поддержание теплового потока (ТП) через поверхность с другой. ТП включает три составляющие: 1) связанную с остыванием неподвижной среды, 2) с теплогенерацией в ней, 3) с тепломассопереносом в тектоносфере, происходящим при активных процессах. Энергетические потребности других проявлений активности (магматизм, поднятия поверхности, складчатость и т.п.) незначительны по сравнению с аномалиями ТП, сопровождающими активизацию (Гордиенко, 1998, 2012 и др.). В этом смысле показателен подсчет энергии, выносимой через единицу поверхности в районах ее максимальных (для наблюдаемых геологических явлений) затрат - больших магматических провинциях. При суммарной мощности слоев лав 0.5 км и перегреве на 1000-1200<sup>0</sup>С вынесенная энергия не превышает первых процентов от потребляемой мантийным тепломассопереносом и проявляющейся, в конечном счете, в аномальном поверхностном тепловом потоке ( $2\text{-}3\cdot 10^{12}$  против  $60\cdot 10^{12}$  Дж/м<sup>2</sup>).

Принимаемые параметры источника должны контролироваться. Первая процедура контроля правильности выбранных теплогенераций и расчета ТП, возникающего вследствие остывания тектоносферы, – сравнение суммарного ТП с наблюдаемым на неактивизированной докембрийской платформе, т.е. в регионе, где достаточно давно (сотни млн лет) не было массопереноса в мантии. Естественно, период, в течение которого учитывается величина ТГ, формирующая современный ТП, должен быть достаточно велик, чтобы отразить вклад значительной части мантии и учет изменения радиогенной теплогенерации со временем. В работе использован максимальный отрезок времени (4.2 млрд лет). Вторая процедура представляет собой сравнение суммарного выделения радиогенного тепла за длительный период с энергией, вынесенной за это время кондуктивным тепловым потоком и аномальным ТП активных периодов геологической истории. Выбран период 0-3.6 млрд лет, в течение которого можно относительно хорошо описать эту историю, по крайней мере - для современных щитов.

Поскольку радиогенная теплогенерация резко изменяется во времени, интересно сравнить расчетные и экспериментально установленные данные, характеризующие такое изменение для «потребляемой» энергии.

Различия в составе пород мантии платформ (часто используемый термин - «кратон» - представляется автору неудачным, не отражающим докембрийской и фанерозойской истории

этих регионов) и океанов зафиксировано еще в работах А.А. Пронина (Пронин, 1973), Ф. Бойда (Boyd, 1989 и др.). По мнению Бойда, породы мантии платформ не могут быть сформированы никаким «скупиванием» океанической литосферы. Внеплатформенные регионы континентов занимают промежуточное положение (Boyd, 1989). Поэтому есть смысл рассмотреть распределение ТГ в тектоносферах докембрийских платформ, фанерозойских геосинклинальных поясов и океанов отдельно.

## ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Данных о содержании урана, тория и калия (соответственно – о современной ТГ) в породах коры очень много, для тех же пород установлены значения скорости продольных сейсмических волн ( $V_p$ ) и ее зависимости от температуры (Т) и давления. В результате получены корреляционные связи между параметрами для пород консолидированной коры  $TG = 1.28 \exp(1.54(6 - V_p))$  при платформенном распределении температур. Теплогенерация в различно литифицированных породах осадочного слоя связана с  $V_p$  как  $TG = 1.264 - 0.084 \exp(0.554(V_p - 2))$  (рис. 1) (Гордиенко, 1999, 2000 и др.) ( $TG$  – в  $\mu\text{Вт}/\text{м}^3$ ,  $V_p$  – в км/с).

При расчете теплогенерации по концентрациям радиоактивных элементов использовались общепринятые выражения: для  $U - 0.097\sigma \cdot C \text{ Вт}/\text{м}^3$ ,  $Th - 0.026\sigma \cdot C \text{ Вт}/\text{м}^3$ ,  $K - 0.036 \cdot 10^{-4} \sigma \cdot C \text{ Вт}/\text{м}^3$ , для  $K_2O - 0.03 \cdot 10^{-4} \sigma \cdot C \text{ Вт}/\text{м}^3$ , где  $\sigma$  – плотность,  $C$  – концентрация.

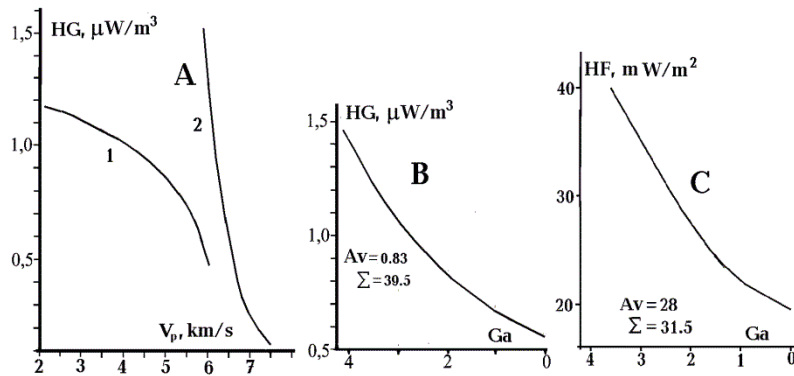


Рис. 1. А - Изменение теплогенерации пород коры современной платформы (1 – осадочный слой и метapelиты, 2 – консолидированная кора) в зависимости от скорости сейсмических волн. В – Изменение ТГ пород коры со временем ( $A_v$  – среднее значение,  $\Sigma$  – суммарная

теплогенерация за 3.6 млрд лет в  $10^{14} \text{ Дж}/\text{м}^2$ ). С - Изменение теплового потока за счет ТГ в коре платформы за 3.6 млрд лет ( $\Sigma$  – полная вынесенная энергия в  $10^{14} \text{ Дж}/\text{м}^2$ ).

Во всех случаях использовались средние значения теплогенерации в группах пород. Упоминание об этом совершенно естественном обстоятельстве связано с определением ТГ пород мантии (см. ниже). Данные о теплогенерации в осадочном слое и консолидированной коре приведены на рис. 1 А. С использованием рассмотренных закономерностей распределения ТГ в зависимости от скорости решались двумерные и трехмерные прямые стационарные задачи. Сравнение с экспериментальными данными проведено в основном на платформенных территориях Украины (со стабильным мантийным ТП), где есть густая сеть профилей ГСЗ со скоростными разрезами земной коры и определений ТП. Получено удовлетворительное согласование вариаций ТП во всех случаях, включая зоны существенно пониженных тепловых потоков. Такой контроль демонстрирует отсутствие заметных погрешностей в использованной информации.

В соответствии с периодами полураспада (уран –  $4.51 \cdot 10^9$  лет, торий –  $13.9 \cdot 10^9$  лет, калий (40) –  $1.3 \cdot 10^9$  лет) и оценками содержаний радиоактивных изотопов определено изменение ТГ коры во времени (рис. 1В). Тепловой поток, производимый корой платформы с типичным скоростным разрезом за счет теплогенерации ее пород, за 0-3.6 млрд. лет изменяется в довольно широких пределах и в среднем составляет  $28 \text{ мВт}/\text{м}^2$  (рис. 1 С).

В фанерозойских геосинклинальных поясах Земли мощность коры в среднем сопоставима с имеющейся на платформах. В верхней части близки и скоростные разрезы (различия не превышают естественных вариаций, до 10 км скорости несколько ниже, а на 10-20 км – несколько выше платформенных), глубже - ситуация иная (рис. 2).

Среднее отличие современной теплогенерации для всей коры геосинклиналей можно оценить (о точном результате в данном случае говорить не приходится) как пониженное на  $0,13 \text{ мВт/м}^3$  по сравнению с платформой. Суммарное современное производство радиогенного тепла в коре под платформой ( $W_k = TГ \cdot H$ , где  $H$  – мощность слоя) –  $23 \text{ мВт/м}^2$ , под геосинклинальными поясами –  $17.5 \text{ мВт/м}^2$ .

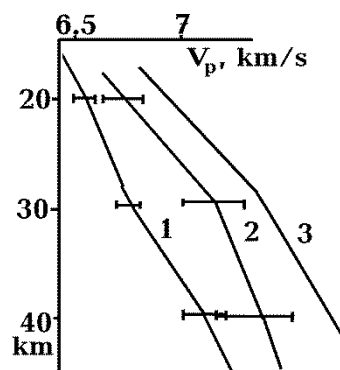


Рис. 2. Сравнение скоростных разрезов коры щитов и фанерозойских геосинклиналей

1 – средний скоростной разрез Украинского, Балтийского, Канадского, Индийского, Алданского, Аравийского, Австралийского щитов (Трипольский и др., 2004 и др.), 2 – средний скоростной разрез герцинид Донбасса, альпид Карпат, киммерид Крыма, Рено-Герцинской и Молданубской зон герцинид Европы, каледонид Англии, герцинид Тянь-Шаня, Урала, альпид и киммерид Камчатки, Кордильер и Анд (Гордиенко, 2012 и др.), 3 – средний скоростной разрез коры геосинклиналей, исправленный с учетом высоких температур.

Под океанами с мощностью твердой коры около 6 км (примерно 0.5 км представлены осадочными породами, 5.5 км – основными) средняя теплогенерация в коре составляет около  $0.5 \text{ мВт/м}^3$ , суммарное современное производство энергии –  $3 \text{ мВт/м}^2$ .

## ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Величину ТГ в этой части тектоносферы можно установить по результатам определения концентраций урана, тория и калия в ксенолитах, выносимых магмами кимберлитов (около 2/3 известных автору данных) и щелочных базальтов (преимущественно – на платформах). Заметной разницы между двумя группами ксенолитов не заметно. Не отличаются от данных по ксенолитам более редкие сведения для районов непосредственного выхода пород мантии на поверхность (в осевых трогах некоторых срединно-океанических хребтов – СОХ). Данные для урана и тория очень изменчивы, для калия - меньше. Но последний определяет не более 25% ТГ мантийных пород.

Распространено мнение о том, что содержания урана и тория в породах мантии незначительны, примерно на уровне максимальных экстремумов на приводимых ниже гистограммах (Комаров и др., 1973, Сорохтин и др., 2000, Anderson, 1983 и др.), а относительно более высокие содержания появляются как результат контаминации магмой при транспортировке ксенолитов к поверхности. Основанием для такой интерпретации служит представление о направленном изменении состава мантии – от примитивного к деплетированному, объясняемое выносом некогерентных компонент состава в кору. Оба утверждения с точки зрения рассматриваемой проблемы отличаются крайней неопределенностью (сведения о ТГ в исходной – примитивной – мантии и возникающей из нее деплетированной слабо аргументированы и различаются у разных авторов) и вызывают серьезные возражения.

По представлениям АПГ за время изученной геологической истории Земли в верхнюю мантию опустились коровые эклогиты в количестве, превышающем половину ее объема. Мнения о существовании и интенсивности этого (и, естественно, обратного) процесса придерживаются и многие другие авторы, в том числе и сторонники иных тектогенических гипотез (Рингвуд, 1981, Савко и др., 2002, Уханов и др., 1988, Gao et al., 2008, Green et al., 2004, Jacob, 2004, Соболев и др., 1980 и др.). Масштабы процесса снимают сомнения в том, что

нижняя часть верхней мантии (непосредственно из которой ксенолиты на поверхность не выносятся) заметно не отличается по составу от верхней части.

Имеется много свидетельств образования особенностей состава мантийных ультрабазитов, которые могут быть приняты за последствия контаминации базальтами, однако - сформированы в мантии (Feininger, 1980, Fransis, 1997, Ionov et al., 1994, Lappin et al., 1978, Wilkinson et al., 1987). Есть прямые указания на фертильный состав мантии под океанами (Canatelli et al., 2011 и др.). Его демонстрируют, например, некоторые блоки пород ультраосновного состава на осях СОХ Атлантического и Индийского океанов (Aumento et al., 1971, Vinogradov et al., 1969 и др.).

Обогащенная радиоактивными мантия формируется в метасоматически измененных породах над очагами частичного плавления (по АПГ их общая мощность в верхней мантии – около 60 км). Это гетерогенные образования, в которых представлены преимущественно обычные мантийные породы с низкими концентрациями К, U, Th и немногочисленные породы с высокой ТГ, возникшие вдоль проницаемых зон при тепловом и химическом воздействии магмы. В частности, в слое пиролита плагиоклазовой фации непосредственно под СОХ содержание урана даже выше, чем в толеитах, выплавляющихся несколько глубже этой зоны. Концентрации U определены в крупных перидотитовых массивах как с исправлениями, учитывающими серпентинизацию, так и в фрагментах, состоящих из неизмененных минералов. Результаты совпадают (Aumento et al., 1971 и др.).

Несводимость состава мантии к деплетированным образованиям даже под древними платформами демонстрируют, например, такие данные. Под Южной Африкой верхняя мантия наполовину представлена гарцбургитами и деплетированными лерцолитами, вторая половина сложена метасоматизированными и фертильными лерцолитами, под Канадским щитом последняя группа пород составляет 40%, под Австралией - половину (Griffin et al., 2003, и др.). Под Скалистыми горами мантия представлена кумулатами, дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами, ортопироксенитами, слюдистыми пироксенитами, вебстеритами, глиммеритами (Downes et al., 2004).

По данным (Уханов и др., 1988) части мантийных разрезов Сибирской платформы, изученных по ксенолитам в кимберлитах, на 30-70% состоят из эклогитов, остальное – перидотиты и некоторое количество вебстеритов. Около трети эклогитов имеют коровое происхождение, примерно столько же – неясное, остальные – мантийные. В эклогитах содержания урана в 2-2,5 раза больше, чем в перидотитах (впрочем, таких данных в этой работе приведено мало).

Верхняя мантия под Украинским щитом представлена сочетаниями в разных пропорциях лерцолитов, эклогитов, вебстеритов, дунитов, глиммеритов, пироксенитов (Цымбал, 1996, Цымбал и др., 2003 и др.). В данном случае можно говорить скорее об обогащении фанерозойской мантии по сравнению с докембрием, чем об ее обеднении (Гордиенко и др., 2005).

О значительном разнообразии мантийных пород свидетельствует информация по Балтийскому щиту. Данные по многим районам кайнозойского щелочного базальтового магматизма континентов и океанов обнаруживают различные тренды изменений шпинелевых лерцолитов, встречены варианты как деплетированной так и обогащенной мантии. Среди ксенолитов, вынесенных неогеновыми базальтами Центрального массива Франции, присутствует широкий спектр пород – от предположительно представляющих примитивную мантию до предельно обедненных дунитов (Sobolev et al., 1996). Среди ксенолитов, вынесенных гавайскими базальтами, представлен набор пород, включающий перидотиты, верлиты, эклогиты, дуниты (Geokem).

Таким образом, идея об однонаправленном изменении (обеднении) мантии с возрастом представляется умозрительной, не согласующейся с фактами. Это связано, в частности, с участием коровых образований в формировании состава верхней мантии, подтверждаемом многочисленными данными (Соболев и др., 1980, Уханов и др., 1988).

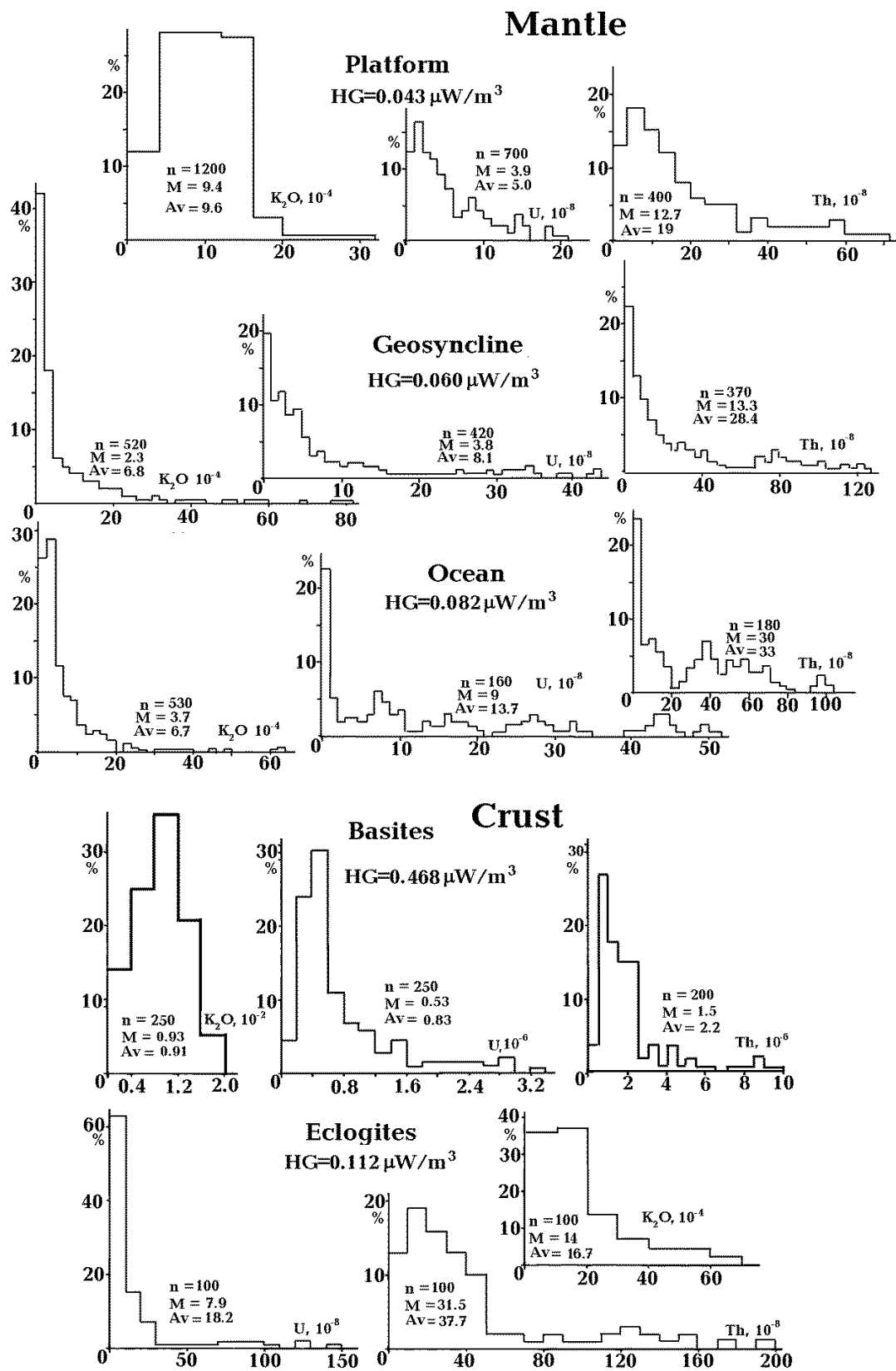


Рис. 3. Гистограммы распределений содержаний  $\text{K}_2\text{O}$ , U и Th в породах мантии платформ, геосинклиналей и океанов. n – число использованных анализов, M- медианное значение.

Однако привязать разные концентрации урана и тория к конкретным мантийным породам по имеющемуся материалу практически невозможно. Часто описание пород сводится к самой

общей характеристике, например, «примитивная мантия». В пределах этой «породы» оказываются образования с вариациями химического состава, превышающими отличия ее от деплетированной или фертильной мантии.

Перечень аргументов можно продолжить, но и приведенных здесь сведений достаточно для присоединения к мнению А. Рингвуда «...есть все основания предполагать, что встречаемая в кимберлитах ассоциация перидотитовых и эклогитовых ксенолитов и ксенокристов представляет собой среднюю «пробу» мантии.» (Рингвуд, 1981, p.104).

Для определения искомых средних величин ТГ были использованы данные банка, сформированного автором примерно за 40 лет. Основная библиография приведена в работе (Гордиенко, 2014а) и здесь для экономии места не повторяется. Она касается в основном платформ, сведения по геосинклиналям и океанам представлены мало. Сейчас они могут быть дополнены. По геосинклиналям с использованием источников (Ackerman et al., 2007, Downes et al., 2004, Embey-Isztin A. et al., 1989, Feininger, 1980, Fransis, 1976, Gangxu et al., 2004, Garuti et al., 2001, Gasperini et al., 2006, Glebovitskii et al., 2007, Harvey et al., 2012, Ionov, 2010, Ionov et al., 1994, Kaczmarek, 2007, Khodyrev, 1996, Lapin et al., 1987, Litasov et al., 2005, Luhr et al., 1997, Lutkov et al., 2004, Morioka et al., 1978, Muentener et al., 2000, Pelsier et al., 2002, Smith, 2010, Shubina et al., 1997, Volkova et al., 2008, Xu et al., 2000 и др.), по океанам – (Anderson, 1969, Asavin et al., 1997, Aumento et al., 1971, Binns, 2004, Bloomer, 1985, Bonadiman et al., 2005, Bonatti et al., 1986, Bourgois et al., 1985, Cannatelli et al., 2011, Casey, 2008, Dmitriev, 1977, Gregoire et al., 2000, Ishii et al., 2005, Ishikawa et al., 2004, Leander et al., 2002, Neumann et al., Parkinson et al., 1998, Putirka et al., 2011, Revillon et al., 2000, Savel'eva et al., 2006, Vinogradov et al., 1969, Wilkinson et al., 1987 и др.).

Гистограммы распределений содержаний радиоактивных элементов в породах мантии (и коровых базитах и эклогитах) трех рассматриваемых разновидностей регионов представлены на рис. 3. Различия в количествах использованных анализов велики, можно предположить, что результат для платформ едва ли изменится при добавлении новых данных (он был таким же при вдвое меньшем их количестве), в случае геосинклиналей это также довольно вероятно, в океанах информации пока немного, для достоверной оценки ТГ необходимо продолжать ее накопление. Но и по имеющимся сведениям можно констатировать заметную разницу в теплогенерации мантийных пород трех разновидностей регионов Земли.

Принятая автором глубина подошвы верхней мантии (границы, на которой согласно АПГ начинаются преобразования оливина- $\alpha$  в оливин- $\beta$  при современной температуре под неактивизированными докембрийскими платформами – около 470 км) не обязательно точно отвечает изменению теплогенерации. Тем не менее, интересно отметить, что суммарное количество радиогенных источников тепла в коре и верхней мантии всех трех разновидностей регионов оказывается практически одинаковым -  $42 \pm 0.5$  мВт/м<sup>2</sup>. Едва ли выявленные различия превышают погрешность расчета. Т.е. в настоящее время в любой точке Земли под единицей поверхности выделяется одно количество тепла, но его источники распределены по-разному, что связано с образованием коры того или иного типа. На континентах кора примерно современной мощности существует миллиарды лет, на океанах ситуация неясна, скорее всего, в имеющемся виде (т.е. с глубиной М около 10 км, что не обязательно верно) она молода, десятки или первые сотни миллионов лет назад здесь была кора сопоставимой с континентами мощности, возможно, более основная. На этом сколько-нибудь достоверные сведения об истории коры океанов исчерпываются.

Таким образом, в ТГ проявляется установленное Бойдом различие мантийных пород. В других свойствах (плотности, скорости сейсмических волн и электропроводности) при одинаковой глубине, температуре и минеральном составе известные вариации химического состава (и, тем более, выявленных Бойдом трендов) не отражаются (Гордиенко, 2010 и др.).

Изменение ТГ пород мантии рассматриваемых регионов во времени представлено на рис. 4.

В коре встречаются различия в ТГ порядка 20%, что непосредственно проявляется в величине теплового потока. Не исключено, что флуктуации такой интенсивности присутствуют



и в мантии. Поэтому возможно, что от 4.2 до 2.5-3 млрд лет назад «энергонасыщенности» мантий платформ и геосинклиналей различаются в пределах естественных вариаций. Такому уровню соответствует современная ТГ в мантии океанов.

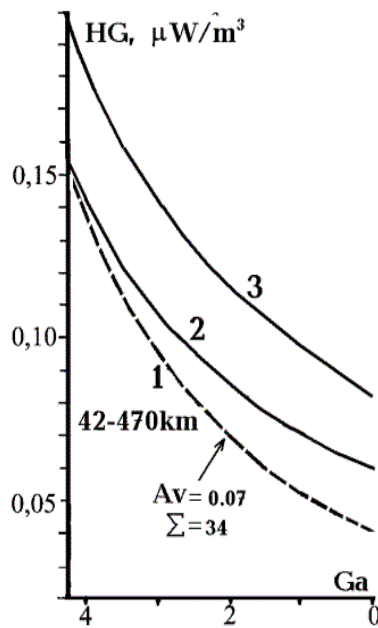


Рис. 4. Теплогенерация пород мантии платформ (1), геосинклиналей (2) и океанов (3) в зависимости от времени.  $\Sigma$  – суммарное тепловыделение за 3.6 млрд лет в верхней мантии платформы в  $10^{14}$  Дж/м<sup>2</sup>.

Для настоящего времени ТГ мантии платформ составляет  $0.043 \mu\text{Вт}/\text{м}^3$ , что практически совпадает с представлениями А. Рингвуда о составе мантийного пиролита как «...смеси трех частей альпийских перидотитов и одной части гавайских толеитов.» (Рингвуд, 1981, с.174-175). Конечно, используя такую модель для оценки ТГ (а не химического и минерального состава пиролита), необходимо иметь в виду, что в мантии основные породы представлены эклогитами, в которых содержания урана и тория резко понижены по сравнению с базальтами (по ТГ - с  $0.47$  до  $0.11 \mu\text{Вт}/\text{м}^3$  – рис. 3 (Гордиенко, 2014а)).

#### ЭЛЕМЕНТЫ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ТЕКТОНОСФЕРЫ ПЛАТФОРМЫ

Анализ начального этапа геологической истории Земли показывает, что тепловой поток из нижней мантии близок к нулю (Гордиенко, 2012 и др.). Между кровлей и подошвой нижней мантии (судя по температурам плавления) – практически адиабата, что отвечает ТП  $1.5-2.0 \text{ мВт}/\text{м}^2$ . По А. Рингвуду (Рингвуд, 1981) в нижней мантии нет базальтовой составляющей (следствие действия «магматического океана»), т.е. теплогенерация (совпадающая для всех трех типов регионов) – на уровне экстремумов гистограмм на рис. 3 –  $0.010 \mu\text{Вт}/\text{м}^3$ . расчет современного ТП дает на поверхности  $0.5 \text{ мВт}/\text{м}^2$ , на подошве верхней мантии (с учетом сферичности) –  $1.0-1.5 \text{ мВт}/\text{м}^2$ . Только ничтожный температурный градиент может объяснить распределение скоростей сейсмических волн в нижней мантии. Аналогичные результаты получаются и при использовании исходной хондритовой модели силикатной Земли. Радиогенная теплогенерация в железном ядре исчезающе мала (меньше мантийной на три порядка), из него нет поступлений энергии в тектоносферу.

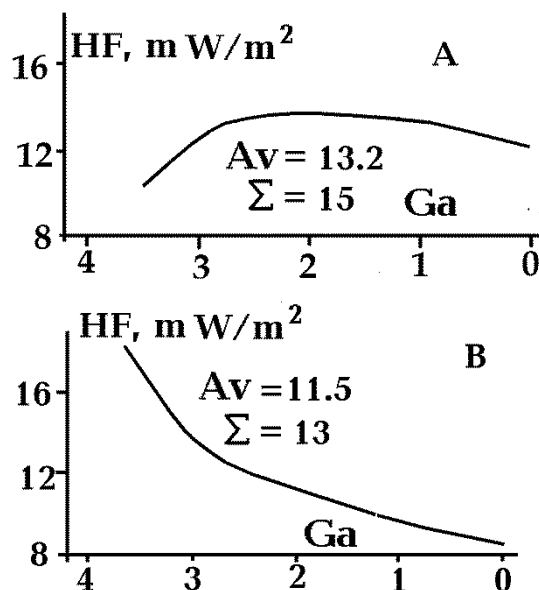


Рис. 5. А - Тепловой поток за счет теплогенерации в породах мантии платформ. В – Тепловой поток за счет остывания тектоносферы от уровня солидуса.  $\Sigma$  – суммарные величины вынесенной энергии за 3.6 млрд лет (в  $10^{14}$  Дж/м<sup>2</sup>).

Тепловой поток в период 0-3.6 млрд. лет назад за счет теплогенерации в верхней мантии представлен на рис. 5А. Полная величина ТП формируется кроме теплогенерации в коре и мантии длительным остыванием тектоносферы, продолжающийся этап которого начался по АПГ 4.2 млрд лет назад с температуры солидуса. Для

пород мантии она составляет  $T_{sol} = 1013 + 3.914N - 0.0037N^2$ , где  $N$  – глубина в км (Гордиенко, 2012) в интервале глубин 0-470 км.

Сумма двух рассчитанных компонент для настоящего времени составляет  $20.5 \text{ мВт/м}^2$ . Она совпадает с величиной мантийного теплового потока на платформах (т.е. в ситуации длительного отсутствия массопереноса), определяемой как разница между наблюдаемым ТП и расчетным коровым радиогенным (Гордиенко, 2012 и др.). Это невозможно при неправильно выбранных теплогенерации в верхней мантии и условиях ее остывания. Сумма всех трех компонент кондуктивного теплового потока составляет в настоящее время  $40 \text{ мВт/м}^2$ , что очень близко к наблюдаемому ТП на платформе вне аномалий, связанных с глубинным теплопереносом. На хорошо изученной территории Украины такой тепловой поток зафиксирован на склоне Воронежской антеклизы, в Днепровско-Донецкой впадине, на Украинском щите, Волыно-Подольской плите, на Южно-Украинской моноклинали. Часто наблюдаемый ТП выше примерно на  $2 \text{ мВт/м}^2$ , что может быть в ряде районов связано с наличием осадочного слоя с относительно высокой ТГ, а на щите – с распространением гранитоидов.

Интегральное выделение тепла в коре и верхней мантии за последние 3.6 млрд лет составляет  $73.5 \cdot 10^{14} \text{ Дж/м}^2$ . Кондуктивный тепловой поток за это время вынес  $59.5 \cdot 10^{14} \text{ Дж/м}^2$ . Разницу должен обеспечить теплоперенос при активных глубинных процессах.

Рассмотрим потребность глубинных процессов в энергии ( $W_{ак}$ ). Имеются в виду геосинклинали, рифты и зоны одноактной активизации (согласно АПГ в геосинклинальном процессе три акта теплопереноса, в континентальном рифтовом – два-три), присутствовавшие в геологической истории современной платформы. Подробнее проблема анализируется в (Гордиенко, 2012 и др.), здесь приведем лишь некоторые данные общего характера. Следует отметить, что величина  $W_{ак}$  в публикациях автора несколько изменяется. Это связано с трудностью точного определения теплового потока в относительно молодых геосинклиналях и рифтах. Очень часто ТП искажены влиянием современной активизации. Приводимые ниже  $W_{ак}$  несколько меньше использованных в (Гордиенко, 2012) в связи с коррекциями значений аномальных ТП в отдельных регионах.

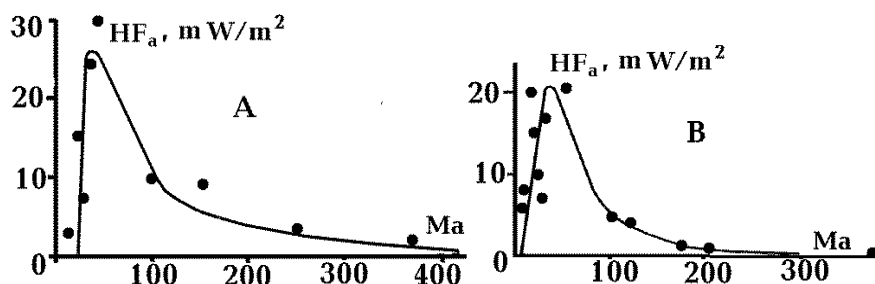


Рис. 6. А - Аномалия ТП геосинклинали. В - Аномалия ТП рифта.

Аномальный тепловой поток геосинклинали выносит  $0.68 \cdot 10^{14} \text{ Дж/м}^2$  (рис. 6 А), с учетом расхода энергии на нетепловые процессы в приповерхностной зоне (прежде всего – поднятие блока коры и верхних горизонтов мантии) расход на один геосинклинальный цикл увеличивается до  $0.8 \cdot 10^{14} \text{ Дж/м}^2$ .

Для рифтогенеза эта величина оказывается несколько меньше – около  $0.6 \cdot 10^{14} \text{ Дж/м}^2$  (рис. 6 В). Примерно столько же ( $0.50\text{-}0.55 \cdot 10^{14} \text{ Дж/м}^2$ ) требуется для одноактной активизации. В последнем случае не удастся построить экспериментальную аномалию теплового потока, для оценки  $W_{ак}$  использовалось значение, рассчитанное по АПГ. Максимум аномалии достигает, как и в рифте, примерно  $20 \text{ мВт/м}^2$ .

### ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОС В ТЕКТОНОСФЕРЕ

Расчет тепловых моделей, отражающих последствия теплопереноса, выполнялся так. Исходное распределение  $T$  в мантии (распределение солидуса до глубины 1000-1100 км 4.2 млрд. лет назад) изменялось под влиянием теплогенерации и выноса тепла через поверхность. На результат накладывались последствия адвективных перемещений вещества в каждом активном эпизоде истории региона. Изучение состава магматических пород Украинского и

других щитов (Гордиенко и др., 2005 и др.) показало, что глубины кровли астеносферы в ходе активных процессов докембрия изменяются так же, как в геосинклиналях и рифтах фанерозоя. Именно в этом смысле древним процессам были приписаны обозначения «геосинклиналь» и «рифт», тектонические последствия могли отличаться от фанерозойских. В докембрии, скорее всего, сохраняется присущая фанерозойским геосинклиналям гомодромная последовательность магматизма, нарушаемая только на этапе последующей активизации (Гордиенко и др., 2005). Однако осадочный чехол огромных по площади прогибов протогеосинклиналей (протомиогеосинклиналей?) рифея или даже венда – раннего кембрия (Грампинская, Кордильерская геосинклинали и др.) формируется в условиях отсутствия заметных наклонов, вызывающих голоморфную складчатость при сползании по фундаменту (Гордиенко, 2012). Таким образом, может отсутствовать важнейший признак этого эндогенного режима. Такое предположение, в общем, подтверждается (Шульдинер, 1982 и др.).

Выбор варианта активного процесса связывался с видом предшествующей тепловой модели. Если температуры превышали солидус в большом интервале глубин ниже 200 км, ситуация считалась подходящей для возникновения внутриастеносферной конвекции и геосинклинали. При этом учитывалось наличие сверхadiaбатического градиента в астеносфере или ее части. Именно такой фрагмент астеносферы признавался пригодным для конвективного перемешивания вещества и подготовки всплывающего вверх астенолита. Если астеносфера была менее мощной, условия определялись как подходящие для рифтового процесса или одноактной активизации (которой отвечало перемещение вещества, характерное для начального этапа рифтогенеза). Как правило, вынос вещества в этом случае осуществлялся из астеносферы или ее части мощностью около 100 км, реже – 50 км. В случае отсутствия астеносферы или ее незначительной (менее 50 км) мощности ситуация считалась непригодной для начала активного процесса, расчет (подразумевающий только эволюцию фона и сглаживание возникших прежде аномалий T) продолжался до момента формирования необходимых условий. Для упрощения расчетов диаметр единичного кванта тектонического действия (КТД – минимального объема вещества, способного к перемещению) во всех случаях считался равным 50 км. Каждому геосинклинальному или рифтовому событию отвечало перемещение трех КТД. При расчете тепловых эффектов, обусловленных перемещением вещества, в случае необходимости учитывалась ограниченность возникающих источников тепла по длине и ширине.

Конечно, проведенное моделирование не отражает единственно возможный вариант последовательности активных процессов в тектоносфере щита. Были рассмотрены по несколько разновидностей схем процесса с разными тепловыми свойствами среды и разным выбором характера процесса в моменты, когда тепловая модель не позволяла однозначно предпочесть тип эндогенного режима, когда можно было начинать активизацию или продлить время «тектонического покоя» для более полного «созревания» условий последующего тепломассопереноса. Во всех случаях картина получалась принципиально той же. К рассчитанным актам тепломассопереноса нельзя добавить ни одного.

Таблица 1. Сравнение модельных (М) и экспериментальных датировок пород Украинского щита (УЩ) (млн л).

М	УЩ	М	УЩ	М	УЩ	М	УЩ	М	УЩ	М	УЩ
3680	3680	3370	3370	3040	3040	2700	2700	2200	2200	1350	1350
3650	3650	3330		3010	3010	2650	2660	2150	2150	1250	1230
3620	3620	3300	3310	2980	2980	2600	2600	2120	2110	1100	1100
3590	3600	3270	3270	2940	2920	2550	2550	2060	2060	950	900
3560	3560	3230	3250	2900	2900	2500	2500	2000	2000	790	770
3530		3200	3190	2860	2860	2400	2430	1850	1880	600	650
3500	3500	3170	3170	2820	2820	2350	2340	1800	1800	400	390
3470		3140	3140	2780	2790	2280	2290	1750	1750	200	280
3440	3450	3100	3100	2740	2740	2240	2240	1480	1460	0	5
3410	3400	3070	3070								

Пример сопоставления расчетных и экспериментально установленных датировок активных процессов для значительной части геологической истории Украинского щита показан в табл. 1. Подробное рассмотрение построения модели и сравнения расчетного возраста периодов активизации с экспериментально установленным для пород щитов всех континентов, приведено в (Гордиенко, 2009а,б, Гордиенко и др., 2005). Сравнение осложнено тем, что в позднем архее и протерозое активизации не охватывают всю территорию одновременно. Небольшие различия в теплогенерации мантийных пород приводят к некоторому смещению возрастов активизаций в разных блоках щитов, а расчет выполняется для одного блока. Тем не менее, удается достоверно выделить датировки, пригодные для сравнения с модельными. «Пропущенные» экспериментальные датировки (табл. 1) могут быть связаны с неполнотой изученности щита (работы последних лет во многих случаях закрыли такие пропуски) и недостаточной информированностью автора. В целом согласование расчетных и экспериментальных данных не вызывает сомнений, невозможно представить их случайное совпадение.

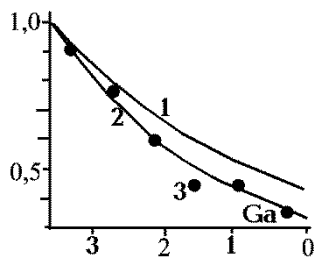


Рис. 7. Относительное изменение теплогенерации в коре (1) и мантии (2) платформ и средних потребностей в энергии для активных процессов для отрезков времени в 0.6 млрд лет (3).

В районах щитов и платформ мира, где можно наблюдать следы активных процессов, за 3.6 млрд лет произошли (табл. 1) 23 активных события. Это 3 геосинклинальных, 11 рифтовых и 9 активизаций (современная активизация не включена в этот перечень, так как на большей части территории платформ еще не состоялась). Проведенные расчеты фактически представляют собой физическое обоснование канона Штилле.

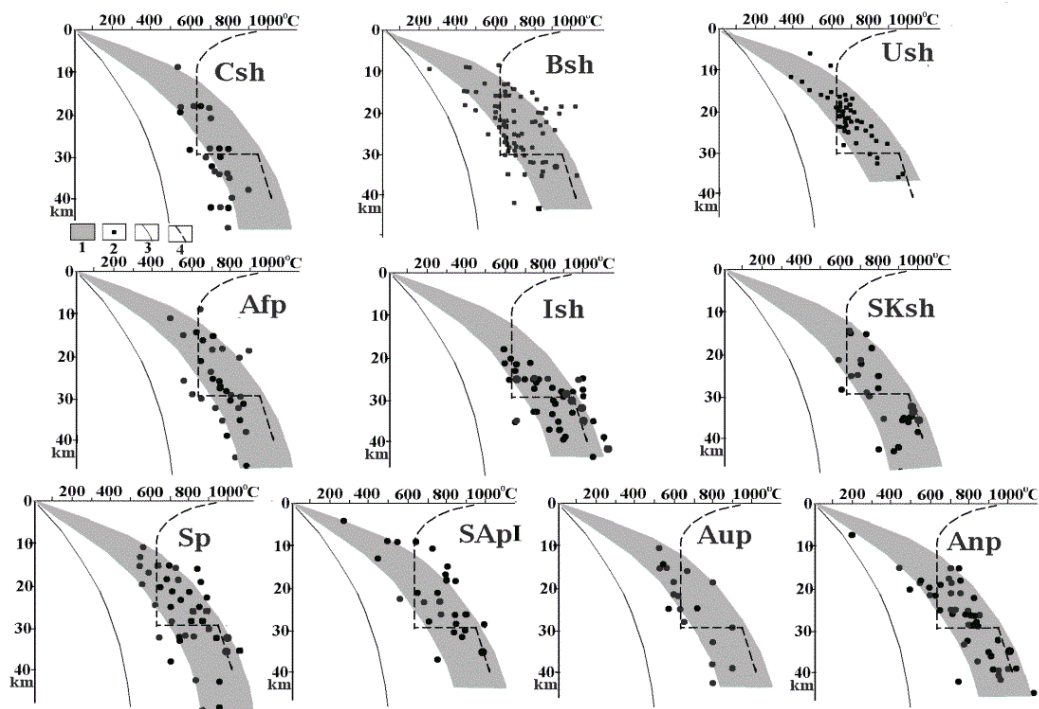


Рис. 8. Сравнение расчетных (1) T периодов активизаций и экспериментальных (2) данных о PT-условиях образования пород в коре докембрийских платформ.

3 - фанерозойское распределение T в коре платформы, 4 - температуры солидуса пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Щиты: КЩ - Канадский, БЩ - Балтийский, УЩ - Украинский, ИЩ - Индийский, СКЩ - Сино-Корейский. Платформы: АФП - Африканская, ЮАП - Южно-Американская, АП - Австралийская, АнП - Антарктическая.

Результат (расход энергии около  $14 \cdot 10^{14}$  Дж/м<sup>2</sup>) соответствует разнице между радиогенной теплогенерацией в коре и верхней мантии и кондуктивным потоком из тектоносферы, т.е. массоперенос, вызывающий тектоно-магматическую активность, потребляет около 20% выносимой ТП энергии (30% радиогенной). Радиогенной теплогенерации в тектоносфере вполне достаточно для объяснения глубинных процессов, нет смысла привлекать другие, особенно – находящиеся на глубинах, информация о которых отсутствует (граница мантии и ядра и т.п.).

Изменение ТГ в коре и верхней мантии платформ в сопоставлении с энергетическими затратами активных процессов за последние 3.6 млрд лет приведены на рис. 7. Изменение активности во времени больше похоже на эволюцию ТГ мантии, чем коры. Это естественно, т.к. коровая энергия в основном расходуется на поддержание ТП. Рис. 7 показывает, что сокращение тектоно-магматической активности связано только с уменьшением концентрации радиоактивных элементов по мере их распада. Деплетирования пород мантии по ТГ не происходит, иначе экспериментальные точки располагались бы ниже расчетной кривой.

В пользу принятого уровня теплогенерации в коре и мантии говорят и данные геотермометров, отражающие РТ-условия образования или преобразования пород в периоды от глубокого докембрия до современности (рис. 8, 9). Эта информация поставляется ксенолитами, выносимыми кимберлитами и щелочными базальтами в платформенных регионах. Большая часть коровых данных получена по поверхностным породам блоков с разной величиной эрозионного среза.

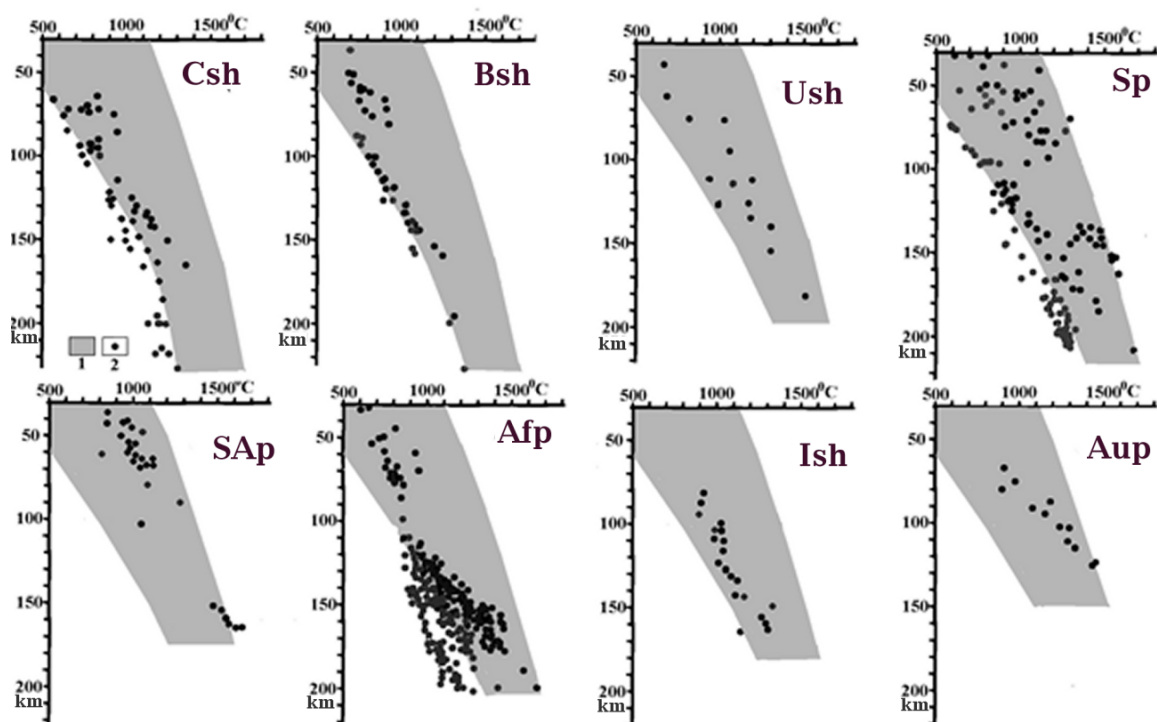


Рис. 9. Сравнение расчетных аномальных температур (1) и данных геотермометров (2) в мантии.

Согласование расчетных и экспериментальных Т довольно полное. Следует отметить, что в коре достигнутые при активизации максимальные температуры хорошо сохраняются, если нет большего прогрева. В мантии Т при отсутствии активизации выше коровых, что способствует изменениям минералогии, «подстройкой» ее под платформенные условия. Данные геотермометров смещаются от соответствующих максимальному прогреву в сторону понижения Т (рис. 8 и 9).

## ЭВОЛЮЦИЯ МАССОПОТОКА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Приведенные данные не только демонстрируют выполнение закона сохранения энергии, но и иллюстрируют сокращение частоты активных процессов за рассматриваемый период более чем в 5 раз, что объясняется сокращением концентрации радиоактивных элементов по мере их распада.

Существует еще один независимый метод контроля правильности такого изменения. Он основан на моделировании изотопно-геохронометрических систем (Азбель и др., 1988 и др.). Моделирование призвано разрешить проблему соотношений концентраций K, U, Sr, изотопов He, Ar, Ne, Xe и других благородных газов в мантии, коровых базальтах и атмосфере. Фиксируемые противоречия снимаются в случае принятия представления о массопотоке из мантии в кору и обратно, происходящем с изменяющейся во времени интенсивностью. Принятое авторами временное изменение массопотока показано на рис. 10.

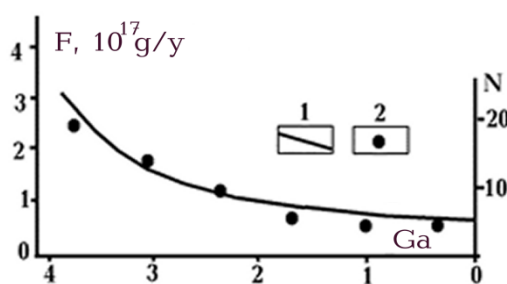


Рис. 10. Изменение во времени массопотока (1) по (Азбель и др., 1988) и количества актов теплопереноса (2) за каждые 0.6 млрд. лет.

Оно согласуется с относительным изменением количества актов теплопереноса в мантии платформы в единицу времени, что можно считать еще одним подтверждением принятых параметров энергетического баланса тектоносферы.

Полученное соответствие позволяет рассчитать величину массопотока, отвечающую одному из 23 событий активизации платформы за последние 3.6 млрд лет. Он отвечает выносу из мантии вещества, эквивалентного слою мощностью 13-13.5 км. В АПГ для платформенного варианта ТГ мантии описан вынос 7-8 км при каждом активном событии. В случае геосинклинального пояса ТГ больше в 1.5 раза, под океанами – в 2. Логично считать, что в этих разновидностях регионов событий будет 34-35 и 46 соответственно. Учитывая, что суша, шельф и часть континентального склона, где кора еще отличается от океанической, занимают примерно 35% поверхности Земли, и считая площади платформ и геосинклинальных поясов близкими, получим в среднем по поверхности Земли для каждого события на платформе вынос вещества, эквивалентного слою мощностью 13 км. Т.е. рассчитанный энергетический баланс отвечает и уровню массопотока, необходимому для наблюдаемой дегазации Земли.

Конечно, выполненная оценка формальна, но моделирование глубинных процессов последних 3.6 млрд лет истории Земли для геосинклинальных поясов и океанов не представляет заметного интереса, пока не станет геологически осмысленным. Для этого результаты такого моделирования необходимо сопоставлять с геологической историей регионов, которая пока недостаточно изучена.

## ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И АКТИВНОСТЬ В ФАНОРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ И ОКЕАНАХ

Очевидно, что в этих регионах в период после «всеохватывающих» активизаций (менее 2,5 млрд лет назад) акты мантийного теплопереноса должны происходить чаще, чем на платформах.

Определим максимальную частоту таких событий. Для качественной оценки времени протекания обычного акта адвекции (даже в самом упрощенном виде – по закону Стокса) нет

достаточно достоверных данных о величине разуплотнения при нагреве радиогенной ТГ, о длине пути, о прочности пород, их вязкости и пр.. Можно предположить, что в верхней половине тектоносферы скорости перемещений выше из-за понижения плотности при частичном плавлении. Реальными представляются скорости движения 0.5-1 см/год и время цикла порядка 20-30 млн лет. Точность этих оценок неясна, но они находят некоторое подтверждение независимыми данными.

В период максимальной ТГ в хадее (т.е. от 3.9-4.0 до 4.2-4.3 млрд лет назад) логично ожидать максимальной частоты активизаций. Тем не менее, интервалы между активизациями несколько превышают 30 млн лет (Balashov, 2009). В последние годы появляется довольно много информации о перемещениях по вертикали на 50-200 км крупных блоков пород со скоростями 0.1-2 см/год (Board et al., 2005, Romer et al., 2001 и др.). В фанерозойских геосинклиналях акты тепломассопереноса внутри цикла часто разделены теми же интервалами времени – 30 млн лет.

Судя по данным для платформ (Гордиенко, 2009б) интервалы между актами активизации в период 3.8-2.0 млрд лет растут (для одного блока) довольно медленно – от 25-30 млн лет до 55-60 млн лет. В этот же период ТГ сравнима с имеющейся в мантии фанерозойских геосинклиналей. Затем различие ТГ быстро увеличивается и интервал времени между актами активизации платформы (геосинклинальные циклы отсутствуют) растет к концу докембрия до 180 млн лет. Этот период кажется перспективным для поисков различий в активности двух типов регионов.

Для сравнения необходимо выбрать части фанерозойских геосинклинальных поясов сравнительно небольшого размера, для которых известны датировки активных событий в значительном интервале времени. Это оказывается сложным. Вместо одного района использованы три, для которых показано отсутствие смещений близких датировок (допускались только обусловленные точностью), - Сангиленский блок в Тыве, южная часть Енисейского кряжа и Башкирский блок Урала (Анисимова и др., 2012, Бибикова и др., 1993, Procambrian..., 1982, Ножкин и др., 1989, 2012, Пронин, 1973а). В таблице 2 жирными цифрами показаны совпадающие для трех районов датировки. Их количество и расположение на временной шкале позволяет предполагать, что в полученном перечне «лишних» дат нет.

Таблица 2. Датировки пород (млн л) Башкирского блока Урала, Енисейского кряжа и Сангилен (БЕС) в сопоставлениями с модельными для платформ (М)

М	БЕС	М	БЕС	М	БЕС	М	БЕС	М	БЕС
3300	3300	2350		1850	1830		1050		520
3270	3250	2280	2260	1800	1810	950			470
----	---	2240		1750	1750		900		440
2780	2790	2200	2210		1640		870	400	400
2740	2730	2150			1580		810		350
2700	2700	2120	2100	1480	1470	790	780		310
2650	2670	2060	2050		1400		750		280
2600	2600	2000		1350			730	200	220
2550	2550		1970	1250	1250		700		
2500			1930		1150		670	0	
2400	2400		1900	1100	1120	600	620		

В архее и раннем протерозое экспериментальные возрасты соответствуют расчетным. После 2 млрд лет наблюдаемых гораздо больше, т.е. предположение о большей активности в связи с более высокой ТГ оправдывается. Однако после каледонских-герцинских событий геосинклинальный процесс не повторялся, активизации (включая современную) имеют платформенный характер. Возможно, ТГ в привлеченных к рассмотрению регионах несколько ниже типичной для фанерозойских складчатых поясов.

Между частями Земли с различной теплогенерацией в мантии, скорее всего, нет резких границ. Сохранение возможности геосинклинального развития существует после его полного

прекращения на основных платформах еще в течение какого-то времени поблизости от них, на большем расстоянии – дальше. Т.е. принятые представления энергетически объясняют принцип Ирдли (Eardley, 1951). Однако геологические данные указывают на его несовместность. Принцип Ирдли приложим к Северной Америке и Северной Евразии, отчасти – к Южной Америке и Антарктиде. В районе южной границы Тетиса очевидно его нарушение.

Глубинные процессы в фанерозойских геосинклиналях, рифтах и зонах активизации неоднократно рассматривались автором в рамках АПГ (Гордиенко, 2012 и др.), причем до выявления различий в теплогенерации пород верхней мантии для объяснения основных геологических явлений приходилось допускать на начальной стадии латеральный теплоперенос: использование (в основном – в геосинклиналях) энергии соседних районов. Ее вклад в общее потребление процессом оценить сложно. Собственно вынос в виде увеличения ТП был не очень значителен – порядка 10% от общего. Но в целом затраты, несомненно, много выше (прежде всего – на теплообмен с нижележащим слоем мантии, обеспечивающий сохранение резервуара частичного плавления для формирования последующих КТД). Они в полной мере компенсируются повышенной теплогенерацией.

Выделение энергии в мантии под платформами сокращалось и 1.5-2 млрд лет назад оказалось недостаточным для геосинклинального процесса. Территории синхронных геосинклиналей на континентах уменьшались (рис.11), этот тип эндогенного режима сосредоточился в геосинклинальных поясах.

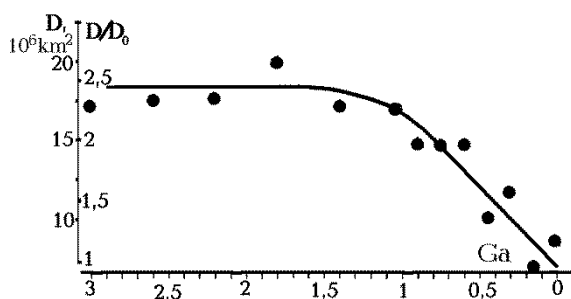


Рис. 11. Изменение абсолютных и относительных площадей геосинклиналей на континентах (Гордиенко, 2012 и др.).

Проверкой гипотезы повышенной ТГ пород мантии океанов могла бы служить их геологическая история, но она известна только на очень коротком отрезке времени.

Таблица 3. Сравнение расчетных возрастов активизаций по АПГ (М) и экспериментально установленных возрастов активизаций Срединно-Атлантического хребта - САХ (в млн. лет).

М	САХ	М	САХ	М	САХ	М	САХ	М	САХ
2650	2650	2200			1690		840		120
2600	2580	2150			1630	790	780		70
2550	2520	2120	2130		1570	600	650		40
2500	2490	2060		1480	1500		560		20
2400	2420	2000	2000	1350	1370		500	5	1-3
2350		1850	1860	1250		400	350		
2280		1800	1800	1100			250		
2240		1750	1740	950	990	200	160		

Приведенные в табл. 3 данные относятся к отрезку САХ длиной около 6000 км. В разных частях хребта активные события могут происходить (из-за небольших флуктуаций ТГ) с некоторым смещением во времени, что сформирует впечатление превышения их количества над расчетным. Однако, датировки, выделенные в табл. 3 жирным шрифтом, получены на ограниченном фрагменте САХ длиной около 300 км. Их количество указывает на гораздо большее выделение энергии в тектоносфере (в том числе – в докембрии), чем использованное при расчете модели. В геологически недавнем прошлом активные события с минимальными перепадами возраста фиксируются на сравнительно небольших блоках океанических регионов (Гордиенко и др., 2013 а, б).



Создается впечатление, что существуют и регионы с промежуточной величиной ТГ между геосинклинальными поясами фанерозоя и океанами. Это задуговые и межконтинентальные бассейны, срединные массивы с резко утоненной, часто базифицированной корой. Имеется информация и о существовании таких не до конца переработанных коро-мантийных блоков на всех океанах (Гордиенко и др., 2013 а, б).

В целом имеющейся информации достаточно для подтверждения высказанной гипотезы о повышенной теплогенерации в мантии под океанами и связанной с этим их высокой тектоно-магматической активности. Но вопрос явно должен быть рассмотрен на большем фактическом материале.

## **ВЫВОДЫ**

Проведенное обобщение данных о радиогенной теплогенерации пород верхней мантии с использованием представлений АПГ позволило:

1. Выявить три уровня величины ТГ (возможно и существование промежуточных), приуроченных к континентальным докембрийским платформам, геосинклинальным поясам и океанам: около 0.04, 0.06 и 0.08  $\mu\text{Вт}/\text{м}^3$  соответственно.

2. Обнаружить совпадение суммарного современного тепловыделения в коре и верхней мантии трех типов регионов при существенном различии в распределении источников по глубине.

3. Показать, что для платформенных регионов (и, весьма вероятно, для фанерозойских геосинклинальных поясов) радиогенной теплогенерацией можно количественно объяснить тепловой поток, все глубинные процессы в тектоносфере за время изученной истории Земли, распределение современных и максимальных температур в коре и верхней мантии.

4. Наметить такое соответствие для части геологической истории океанов, где более полное исследование сдерживается ограниченностью информации.

#### 4. АДВЕКТИВНЫЙ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОС В ТЕКТОНОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Характер движений должен напоминать... «адвекцию», поскольку нет условий для полных петель конвекции... На основе использования этого гипотетического механизма может быть создана довольно стройная схема глубинных процессов.

В.В. Белоусов. Взаимоотношение между корой и верхней мантией Земли. 1972.

Начальная («догеологическая») тепловая история Земли рассмотрена в работах многих авторов (Ранняя..., 1980, Федорин, 1991, Любимова, 1968, Рингвуд, 1981, Витязев, 1973 и др.). Она обусловлена аккрецией и последующей дифференциацией Земли на ядро и внешние оболочки. Первый этап включает нагревание уплотнением и «захороненным» импактным теплом, достигнутая температура составляет около  $2000^{\circ}\text{C}$  с максимумом на глубине примерно 1500 км. В части объема этого достаточно для плавления железных включений, с их погружения (реализации релей-тейлоровской неустойчивости) процесс становится самоподдерживающимся и ускоряющимся. Он завершается очень быстро, формируя адвективные ячейки по крайней мере двух масштабов – от нескольких тысяч км до нескольких сотен. Возможно, в районах восходящих течений уже на этом этапе возникают особенности состава вещества, слагающего верхнюю часть разреза. Оценки выделяемой энергии существенно различаются по данным разных авторов, но все они очень значительны – до  $5,000\text{--}10,000^{\circ}\text{C}$ . Довольно вероятным представляется вариант распределения  $T$  с сокращением к центру Земли (Витязев, 1973 и др.). Максимум нагрева располагается в этом случае у современной поверхности ядра. Не вызывает сомнений высокая степень плавления вещества в огромном интервале глубин – возникновение «магматического океана», он «обогащается летучими и некогерентными элементами относительно твердой мантии, которая становится очень сухой и лишенной летучих элементов» (Ранняя..., 1980, с.28), а из него выносятся вещества коры. Процесс сопровождается интенсивным тепломассопереносом (скорее всего – непрерывной конвекцией), распределение  $T$  устанавливается (вне сравнительно маломощных погранзон) на уровне около адиабаты. Резкое изменение температуры солидуса в переходной зоне приводит к выпадению из конвектирующего слоя пород на глубинах более примерно 450 км. Охлаждение пород верхней мантии до уровня солидуса происходит в этих условиях сравнительно быстро (завершается около 4.2 млрд лет назад). При его достижении вязкость вещества мантии существенно увеличивается, непрерывная конвекция со скоростью, необходимой для обеспечения тепломассопереноса при известной частоте активизаций, становится маловероятной. Последующие изменения  $T$  связываются с кондуктивным охлаждением через поверхность, выделением радиогенного тепла (изменяющейся во времени интенсивности, при отсутствии теплопотерь способного нагреть верхнюю мантию будущей платформы на  $2,000\text{--}2,500^{\circ}\text{C}$ ) и выносом тепла к поверхности во время активизаций. Влияние источников тепла, возникающих за счет перемещения фронта полиморфного перехода при изменении температуры подошвы верхней мантии оказывается незначительным. Последующий период (примерно 0-4,2 млрд. лет назад) представляет собой геологическую историю.

С точки зрения часто используемого в механике принципа наименьшего действия (предпочтения процесса, дающего нужный результат при минимуме произведения массы, скорости и пути) «некондуктивный» перенос перегретого вещества к поверхности будет скорее адвективен, чем произойдет с помощью замкнутой конвекции с длинным горизонтальным плечом. Именно такими были отделение ядра, явления переноса магм.

## ПЛАВЛЕНИЕ ПОРОД ТЕКТОНОСФЕРЫ

Температуры плавления коровых пород амфиболитовой фации метаморфизма в верхних двух третях обычной коры континентальной платформы и гранулитовой – в нижней трети довольно хорошо изучены. В первом случае  $T_s$  составляет 600-650°C на глубинах от 30 до примерно 10 км, ближе в поверхности увеличивается до 900-950°C. Приближение к солидусу пород амфиболитовой фации ведет к выделению свободной воды, именно это обуславливает низкую температуру плавления, состав пород играет меньшую роль. В гранулитах  $T_s$  растет от 950 до 1050°C в интервале глубин от 30 до 40-45 км.

Для пород мантии автором принята температура солидуса для диапазона глубин около 50-450 км в виде  $T_s = 1013 + 3,914H - 0,0037H^2$ , где  $H$  – глубина в км. Подразумевается самое начало плавления (концентрация жидкости до 1%) в сухих условиях (считалось доказанным, что воды в породах мантии – не более долей процента (Гордиенко, 2012, Veran et al., 2006, Li et al., 2008 и др.). Оно связано с влиянием примесей и, скорее всего, не затрагивает основных породообразующих минералов. Это распределение было подтверждено данными различных авторов и вместе с кривой ликвидуса (Кадик et al., 1990, Продайвода et al., 2003, Agee et al., 1993, Gasparik, 1992 и др.) приведено на рис. 1. Далее предполагалось, что с увеличением температуры на 50°C концентрация расплава растет на 1% вплоть до нескольких процентов (при отсутствии сегрегации магмы и ее выноса к поверхности).

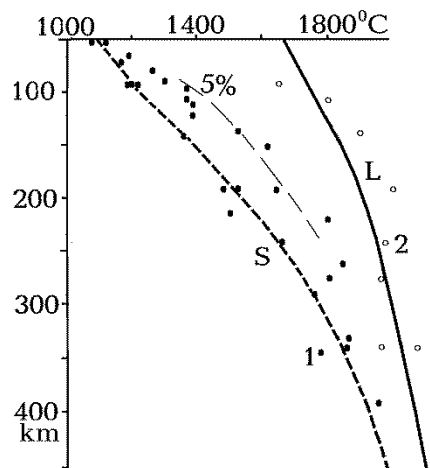


Рис. 1. Температуры солидуса (S) и ликвидуса (L) для пород мантии.  
1,2 – экспериментальные данные (1 – солидус, 2 – ликвидус).

Рис. 1. Температуры солидуса (S) и ликвидуса (L) для пород мантии.

1,2 – экспериментальные данные (1 – солидус, 2 – ликвидус).

Достаточно широко в литературе распространены кривые сухого солидуса с большими  $T_s$  на тех же глубинах. Но публикуемые в последнее время данные приближаются к приведенному выше виду (рис. 2).

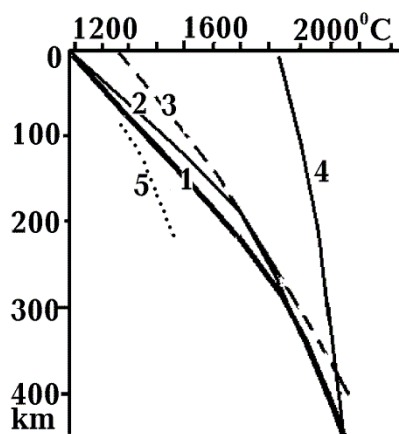


Рис. 2. Варианты распределений температуры сухого солидуса в верхней мантии.

1 – по (Гордиенко, 2012), 2 – по (Katz et al., 2003), 3 – по (Фролова и др., 1989), 4 – кривая адиабатического охлаждения расплава при подъеме, 5 – кривая солидуса для эклогита по (Бутвина, 2006 и др.).

Экспериментальные значения  $T_s$  для разных глубин (давлений) получены в процессе нагревания пород лерцолитового состава при фиксированных давлениях. При лабораторных экспериментах началом плавления считалось наличие в резко охлажденном образце стекла. Предполагалось, что времени опыта достаточно для изменения фазового состояния части породы и сопровождающих его физико-химических явлений. Для фиксации  $T_s$  необходимо появление заметного количества стекла (как правило, речь идет о нескольких процентах). В этой ситуации в расплав переходит уже часть породообразующих минералов. Но самые первые незначительные по объему (до 1%) порции расплава появляются "...под влиянием примесных элементов..." (Кадик и др., 1990, с. 1265). По данным многих авторов небольшие количества воды и углекислоты (на уровне первых десятых долей процента) присутствуют в мантии (Коваленко и др., 2006 и др.), в частности, - в виде микровключений в разных минералах (Bell et al., 1992 и др.). Вокруг них (и некоторых аксессуарных минералов метасоматитов с низкими температурами плавления) и формируются первые капли расплава, практически не затрагивающие основную часть породы. Есть работы, в которых подробно рассмотрена вся процедура по данным о составе мантийных ксенолитов (Ionov et al., 2002 и др.).

Это явление может быть не отмечено в опытах, основная цель которых – изучение состава магм, образующихся при заметных степенях плавления пород в зависимости от их состава, РТ-условий, влияния флюидов и т.д. С другой стороны, появление 1% жидкости уже существенно влияет на вязкость вещества верхней мантии (сокращая ее величину примерно на порядок- см. ниже), понижает скорость сейсмических волн (продольных – примерно на 0,07 км/с, поперечных – на 0.04 км/с), в 1.5-2 раза сокращает удельное электрическое сопротивление пород (приводя его к «астеносферному» уровню - около 100 Ом·м), менее заметно, но все же сказывается на величине плотности пород, понижая ее примерно на 0.003-0.004 г/см<sup>3</sup> (на глубинах до 250 км).

Поэтому кажется вполне обоснованным для решения задач, в которых основную роль играют изменения физических свойств пород мантии, использование минимальной величины  $T_s$ , описанной приведенной выше формулой. В пользу такого выбора можно привести и дополнительные аргументы.

Минеральные ассоциации в ксенолитах, выносимых магматическими породами (кимберлитами и щелочными базальтоидами) на поверхность, отражают РТ-условия на глубине их захвата магмами непосредственно перед подъемом. Формирование зон частичного плавления, питающих разные виды мантийного магматизма, в типичных случаях занимает различное время. Большая часть кимберлитовой магмы возникает непосредственно перед подъемом, выносимые ею ксенолиты отражают температурные условия, существовавшие до активизации. Магма щелочных базальтоидов образует сравнительно долго существующие очаги, породы над ними успевают прогреться и ксенолиты, вынесенные с максимальных для данного района глубин, должны фиксировать температуры, близкие к характерным для кровли слоя частичного плавления, т.е. к  $T_s$ .

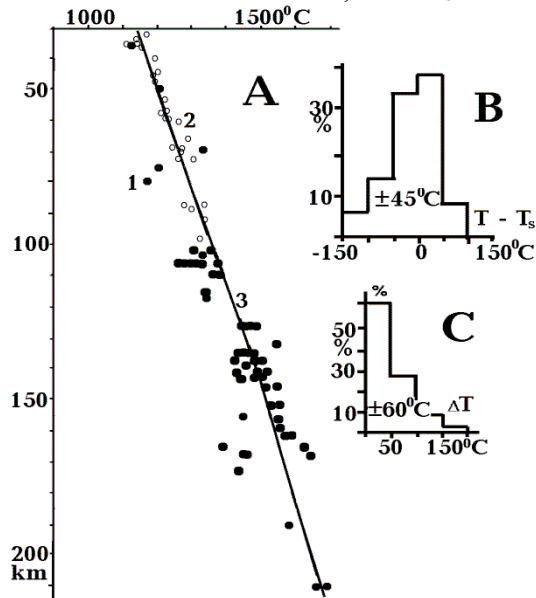


Рис. 3. Сопоставление принятой зависимости  $T_s$  от глубины с экспериментальными данными.

А - 1 – РТ-условия образования ксенолитов на кровле магматического очага, 2 – минимальные  $T$  магмы, 3 -  $T_s = f(H)$ . В – гистограмма распределения отклонений экспериментальных данных от расчетной кривой  $T_s = f(H)$ . С - гистограмма распределения различий экспериментальных  $T$  на совпадающих глубинах.

В работе (Гордиенко и др., 2005) собрана значительная информация по РТ-условиям образования таких ксенолитов из щелочных базальтов, представленная на рис. 3 с некоторыми дополнениями (Litasov et al., 2005 и др.). Было также отмечено, что в некоторых кимберлитах присутствуют ксенолиты, отражающие весьма различные тепловые модели. Наряду с распределениями  $T$ , типичными для неактивизированных платформ, на тех же глубинах фиксируются существенно более высокие температуры. Возможно, это связано с появлением в процессе подготовки магматического события над кровлей зоны частичного плавления области, пронизанной жилами кристаллизованных расплавов и/или веществом, вынесенным растворами, поступившими из зоны. Подобные явления описаны как в верхней части земной коры (Лукин и др., 1988) так и в мантии (Litasov et al., 2005 и др.). В маломощных интервалах глубин регистрируются положительные температурные аномалии, составляющие 70-120 и 30-150°C соответственно (по сравнению с окружающими породами). Можно предположить, что подобные “перегретые” ксенолиты с кровли очага кимберлитовой магмы отражают температуру, близкую к  $T_s$ . Поэтому такие (немногочисленные) данные также вынесены на рис. 3. С другой стороны, оценки РТ-условий образования магм (Фролова и др., 1989 и др.), которые выполняются по составу изверженных пород, могут включать данные о величине  $T_s$  в виде минимальных значений для каждой глубины очага. Эта информация также вынесена на рис. 3.

Кривая  $T_s = f(H)$  согласуется с экспериментальными данными, но отличия на некоторых глубинах довольно значительны. Эти отклонения характеризует гистограмма, представленная на рис. 3В. Наиболее распространенные значения  $T - T_s$  (67% всех установленных) находятся в

пределах  $\pm 45^{\circ}\text{C}$ . Среднее различия между экспериментальными  $T$  по ксенолитам на одной глубине составляют около  $60^{\circ}\text{C}$ . Они могут быть объяснены как разницей между результатами определения  $T$  при использовании наиболее употребляемых геотермометров ( $50\text{-}70^{\circ}\text{C}$ ), так и различным влиянием на породы описанных выше метасоматических ореолов над кровлей магматической камеры.

Таким образом, экспериментальные данные с приемлемой точностью согласуются с принятым видом  $T_s = f(H)$ .

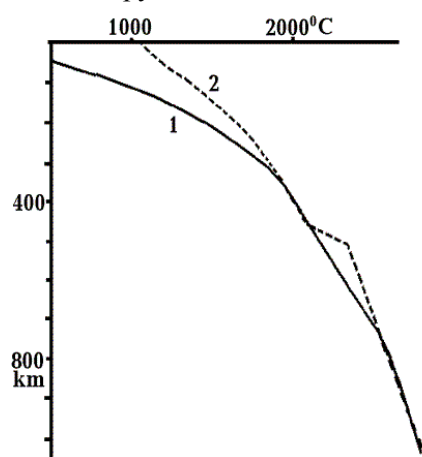
Плотность магмы мантийных пород существенно зависит от состава выплавки. Для базальтовой магмы она меньше плотности нагретого до солидуса перидотита на  $0.4 \text{ г/см}^3$  под Мохо и на  $0.15 \text{ г/см}^3$  у подошвы верхней мантии. При выплавлении магмы, по составу близкой к субстрату, ситуация существенно иная: плотность расплава быстро увеличивается с глубиной и начиная примерно с 250 км превосходит плотность перидотита (Agee et al., 1993).

Концентрация жидкости, которая может сохраняться в тектоносфере без сегрегации, образования подвижных скоплений и отвода к поверхности, оценивается разными авторами весьма по-разному (Arndt, 1977, Добрецов, 1980, Гутерман, 1987, Каменский, 1983, Mitchell, 1975, Sleep, 1974 и др.): от 0,2 до 5%. Возможно, различия связаны с учетом или неучетом стресса (на порядки меняющего проницаемость среды) и влияния флюидов на вязкость. Во всяком случае, имеющиеся данные не позволяют сколько-нибудь длительного существования в тектоносфере объектов с большой (более первых процентов) концентрацией расплава. С учетом сказанного о плотности расплава направление его течения для разных составов и глубин может оказаться различным.

При появлении расплава радикально меняется эффективная вязкость среды (Kuhigo, 1976, Персиков, 1984, и др.). Для небольших концентраций степень влияния изучена недостаточно, но для 5% можно использовать формулу Роско (Персиков, 1984)  $\eta_c = \eta_{\text{ж}} / C_{\text{ж}}^{-2.5}$ , где  $C$  – концентрация, индексы «с» и «ж» означают смесь и жидкость. Экспериментально установленные изменения параметра достигают 2,000 раз, при  $\eta$  расплавов  $0.1\text{-}10,000 \text{ Па}\cdot\text{с}$  достигается вязкость смеси на много порядков меньше вязкости твердых пород. Применение формулы Роско для меньших концентраций некорректно. Можно ожидать, что процессы теплопереноса в астеносфере с минимальной степенью плавления будут происходить несопоставимо быстрее, чем вне астеносферы.

## ГЛОБАЛЬНАЯ АСТЕНОСФЕРА

При расчете распределения  $T$  мантии в период приближения к солидусу обнаруживается, что в результате резкого изменения этого параметра в переходной зоне от верхней мантии к нижней в интервале глубин от 700 до 1100 км может сохраниться небольшая степень частичного плавления (1-2%) при кристаллизации пород выше и ниже. Вычисления  $T$  для настоящего времени под докембрийской платформой, учитывающие теплогенерацию (ТГ) в мантии под ней (Gordienko, 2015b и др.) и влияние всех активизаций (Гордиенко и др., 2011), показывают, что сформированная в конце ранней истории Земли астеносфера сохраняется (рис. 4). Нет оснований полагать, что она отсутствует под геосинклинальными поясами и океанами, т.е. обнаруженный объект – глобальная астеносфера (ГА). По объему она приближается к



внешнему ядру и существенно превосходит внутреннее. Учет ее существования необходим при решении многих задач физики Земли. Вероятно, именно ГА пониженной вязкости – причина прекращения сейсмичности, встречающейся в некоторых частях переходных зон между континентами и океанами вплоть до его кровли.

Рис. 4. Тепловая модель мантии докембрийской платформы.

1 – распределение температуры, 2 – распределение температуры солидуса пород мантии.

ГА была обнаружена не только геотермическим, но и геоэлектрическим методом (Гордиенко, 1998, Semenov, 1998). Ранее она диагностировалась и по сейсмологическим данным Б. Гутенбергом (Гутенберг, 1963) на глубине около 900 км. В работе Вмника и Николаева в близком интервале глубин выделяется одна из особенностей скоростного разреза нижней мантии (Винник и др., 1970). Но в современных глобальных моделях этот элемент отсутствует. Тем не менее, сейсмологический материал не противоречит его существованию.

Изменения скорости продольных сейсмических волн ( $V_p$ ) на 700-1100 км по сравнению с фоновым плавным ростом параметра с глубиной могут быть связаны именно с появлением жидкости, так как для образования слоя частичного плавления в данном случае не нужны заметные температурные аномалии. По имеющимся данным о влиянии расплава на скорость в центре интервала можно ожидать понижения  $V_p$  до 0.1 км/с. Тестирование модели, представляющей собой одно из референтных распределений скорости по радиусу Земли с добавкой такой аномалии и без нее (Гордиенко и др., 2012a) обнаруживает нереальность достоверного выявления этого возмущения. Поэтому лучше искать отражение глобальной астеносферы в более «чутких» к свойствам среды параметрах экспериментальной сейсмической модели.

Реальная величина вертикального градиента скорости ( $dV_p/dH$ ) в рассматриваемом интервале глубин составляет по имеющимся данным (Винник и др., 1970, Гутенберг, 1963, Справочник..., 1969, Яновская, 2006 и др.) около  $0,002 \text{ с}^{-1}$ . При осложнении скоростного разреза влиянием частичного плавления с указанной выше концентрацией жидкости к центру астеносферы градиент сократится на 30%, к подошве – снова увеличится до нормальной величины. Столь незначительные вариации  $dV_p/dH$  трудноуловимы и не всегда достоверны (Винник и др., 1970), поэтому в качестве экспериментальных данных используем усредненные величины градиентов, полученных шестью разными авторами в скоростных моделях от Джеффриса-Буллена до АК135 (рис. 5).

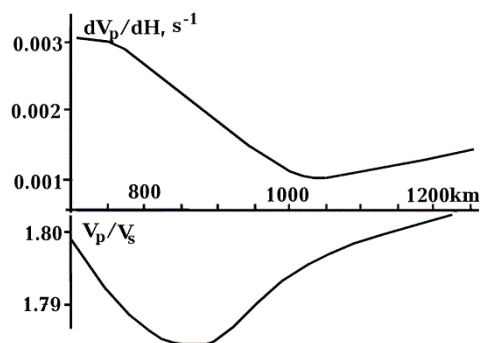


Рис. 5. Изменения градиента скорости продольных волн и отношения скорости продольных волн к скорости поперечных в интервале глубин глобальной астеносферы.

Экспериментальный результат оказывается качественно близким к прогнозируемому, хотя экстремум аномалии градиента явно смещен к подошве предполагаемой астеносферы.

При комплексном сейсмологическом изучении районов, в которых современное существование астеносферы в верхней мантии не вызывает сомнений (к ним относятся ареалы современного вулканизма, где на поверхность поступают магмы явно мантийного происхождения), можно заметить тенденцию уменьшения  $V_p/V_s$  в астеносферном интервале глубин по сравнению с литосферным и подастеносферным. В частности, такой результат отмечен под Восточной Камчаткой и прилегающей акваторией Тихого океана (Гонтовая и др., 2006, 2007, 2009). Концентрация расплава в астеносфере здесь невелика – до 2-2.5%, соответствующее понижение  $V_p/V_s$  составляет около 0.02-0.03. Величину возмущения трудно признать достоверно установленной, но разница получена для довольно крупных объектов линейными размерами в первые сотни км и мощностью в 50 км и более, поэтому качественный эффект аномалии можно принять до появления противоречащей информации. Автору она неизвестна. Представленное на рис. 5 изменение  $V_p/V_s$  в интервале глубин предполагаемой глобальной астеносферы похоже на прогнозируемое. Использованы сведения о скоростях продольных и поперечных сейсмических волн из моделей нижней мантии Гутенберга, Джеффриса-Буллена, PREM и АК135.

Данные о распределении удельного электрического сопротивления (у.э.с.,  $\rho$ ) вещества нижней мантии по результатам магнитовариационного зондирования (МВЗ) приводятся в

последние 10-15 лет для многих регионов с разными эндогенными режимами. Наиболее полным обобщением представляется работа (Semenov, 1998), в которой приведены геоэлектрические модели для мантийных глубин по многим регионам континентов и океанов. Эти данные в общем подтверждают существование на глубинах более 700 км зоны пониженных значений удельного электрического сопротивления, глубины кровли и подошвы этого объекта заметно варьируют, однако невозможно утверждать, что это связано с определенными типами эндогенных режимов. Одним из недостатков данных, использованных для МВЗ, является отсутствие информации о вариациях МТ-поля, в которых отражаются особенности геоэлектрического разреза коры и верхов мантии. Он восполнялся результатами магнито-теллурического зондирования (МТЗ) в тех же регионах, где располагались геомагнитные обсерватории. На 12 геомагнитных обсерваториях (и вблизи от них) Центральной и Восточной Европы в рамках международного проекта CEMES (Central Europe Mantle geoElectrical Structure) были выполнены МТЗ (Preliminary..., 2004).

На изученной территории представлены регионы с предельно контрастными эндогенными режимами на континентах.

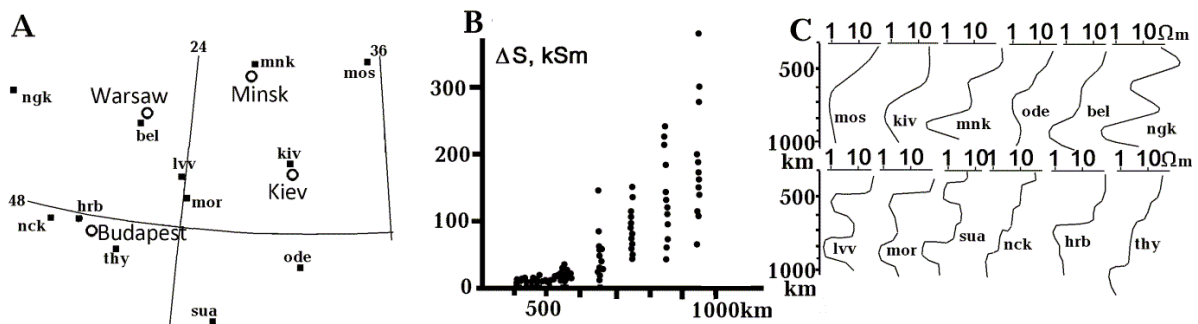


Рис. 6. А – размещение пунктов наблюдений МТ-поля, В – изменение с глубиной суммарной продольной проводимости  $\Delta S$ , С – изменение с глубиной  $\rho$  пород мантии в пунктах наблюдений (Гордиенко и др., 2011б).

Очевидно, что резкий рост  $S$  заметен после зоны полиморфных преобразований на границе верхней и нижней мантии (на глубинах примерно 450-650 км), начиная приблизительно с 700 км. Подошва слоя при такой глубинности моделей не улавливается, вероятно, она находится несколько глубже 1000 км. В рамках используемого подхода определенность в глубине подошвы может быть получена при достижении уровня, на котором  $\Delta S$  сокращается после максимума. Неизвестно  $\rho$  жидкости, образующейся при плавлении пород нижней мантии, но она явно много меньше, чем  $\rho$  расплава пород верхней мантии (около 0.7 Ом·м). Средняя величина  $\rho$  в выявленной зоне высокой электропроводности – около 0.3 Ом·м, вмещающих ее образований – 1-3 Ом·м. При условии полной связности (что обычно для жидкости даже при концентрации в доли процента) и содержании в 1% для объяснения аномалии необходимо  $\rho$  расплава около 0.003 Ом·м. Если предположить большую концентрацию жидкости, нарушится согласование с сейсмологическими данными. Реальность сделанных оценок может быть проверена при появлении результатов лабораторных определений  $\rho$  в соответствующем диапазоне составов, температур и давлений. В общем, они не кажутся невероятными хотя бы потому, что высокая плотность жидкости на рассматриваемых глубинах может приводить к сохранению флюида в составе расплава (собственно, формируется, скорее всего, единая высокоплотная жидкость), а электропроводность флюида в верхней мантии на два порядка выше, чем расплава. Но он удаляется из очага (на глубинах до 200-250 км) с сегрегируемой магмой, поэтому величина  $\rho$  линз частичного плавления верхней мантии сравнительно велика.

Анализ данных комплекса методов глубинной геофизики указывает на большую вероятность существования глобальной астеносферы – реликта первичного «магматического океана».

## КВАНТ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ДЕЙСТВИЯ

Одним из доказательств адвективного характера тепломассопереноса в тектоносфере в периоды активизации являются скоростные разрезы верхней мантии. Некоторые из них (например, альпийских геосинклиналей Альп и Кавказа) приведены в (Gordienko, 2015a), где сравнены с скоростной моделью неактивизированной докембрийской платформы. Сопоставляя последнюю с тепловой моделью (рис. 4) убеждаемся, что скоростной градиент в основной части (100-400 км) верхней мантии отвечает температурному, в семь раз превышающему адиабатический, перепад скорости – 0.44 км/с, температуры – 1080°C. В случае геосинклинального процесса перепад  $V_p$  составляет 0.77 км/с, влияние давления и изменений минералогии пород мантии остаются примерно прежними, поэтому перепад  $T$  должен быть 450°C. Он в три раза больше адиабатического.

При адвекции (незамкнутой конвекции) сокращение геотермического градиента по сравнению со стартовым создается за счет роста температуры в верхнем интервале глубин, куда поступает всплывший объем вещества, и ее сокращения на глубине, куда опускается компенсирующий объем. В наиболее контрастном варианте (в геосинклинали) меняются местами породы нижней и верхней половин верхней мантии. Отражающие это событие скоростные разрезы фиксируют глубину центра ячейки совпадением значения  $V_p$  в разрезах платформы и альпийской геосинклинали. Она оказывается примерно на 220 км (Gordienko, 2015a).

Температура у кровли поднявшегося объема в момент его остановки в верхнем положении превышает солидус. Часть образовавшегося расплава может поступать на поверхность. Многочисленные данные (см. ниже) свидетельствуют о том, что очаги плавления в процессе развития геосинклинали размещаются на трех уровнях в мантии, причем наименее глубокие достигают кровлей раздела  $M$  – примерно 40 км. Можно предположить, что их мощность – около 60 км.

Элементарные объемы перемещающегося вещества названы квантами тектонического действия – КТД. Более или менее синхронно всплывающие КТД объединяются в крупные астенолиты под всей территорией активизируемых регионов. Рассмотрим реальность таких объектов.

Существует много свидетельств (особенно в районах молодых активизаций) того, что перемещения глубинного вещества и связанные с ними тектонические события в приповерхностной зоне, доступные прямому наблюдению, происходят прерывисто во времени и пространстве. Логично считать, что причиной каждого, в том числе и минимального по длительности и площади эпизода активизации, является отдельный акт движения мантийного вещества. Под эпизодом активизации в данном случае подразумевается, конечно, не образование отдельной локальной пликативной или дизъюнктивной структуры, очага вулканизма, интрузии, зоны метаморфизма или литогенеза, а приблизительно синхронное проявление одного из видов активных эндогенных режимов на рассматриваемой территории. Режим может быть выражен целым набором "простых событий": например, на завершающей стадии геосинклинального цикла почти синхронно и на одной территории формируются складки, сдвиги, шарьяжи, поднятия, происходит глубинный метаморфизм, внедряются гранитоидные интрузии.

Достигнутая в настоящее время детальность и достоверность результатов геолого-геофизических исследований позволяет поставить задачу обнаружения такого минимального мантийного процесса и его проявлений в приповерхностной зоне. Предлагаемый термин –КТД – отражает генетическую нейтральность искомого объекта. Поиск минимального акта конвекции или адвекции, минимального "термика" и т.д. априорно предопределяет характер глубинного процесса.

Очевидно, что плотность сети геологических данных в приповерхностной зоне, характеризующих проявления различных эндогенных режимов, неизмеримо больше достигнутой при изучении мантийных объектов. Поэтому следует вначале рассмотреть имеющиеся сведения о геометрии областей синхронной однотипной активности, хотя она может лишь косвенно отражать размеры искомого КТД. Так как длина зон, как правило, много больше ширины, есть смысл сосредоточить внимание на последнем параметре. Именно здесь скорее можно обнаружить размер единичного кванта. Широкие образования



(складчатые "овалы", срединные массивы крупных геосинклиналей и т.п.) не рассматривались. Возможно, что этим структурам отвечают скопления многих КТД. Приведенные ниже данные относятся к структурам с достаточно четкими границами. В случае палеозойских геосинклиналей это чаще всего складчатые зоны герцинид и каледонид, ограниченные крупными разломами. Зоны, перекрытые молодым осадочным чехлом, не рассматривались (за исключением хорошо изученного фундамента Западно-Сибирской плиты). Для рифтов границами признавались глубинные разломы, обрамляющие грабены. Ширина глубоководных желобов определялась, как правило, на уровне глубин акватории, отвечающей глубине соседней океанской котловины.

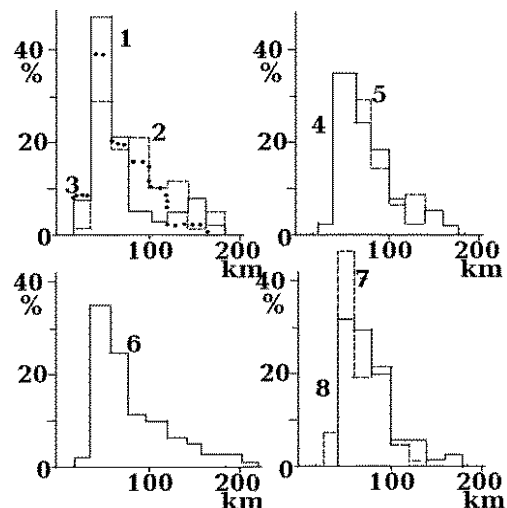


Рис. 7. Гистограммы распределений ширины активных зон.

1 - Восточно-Африканская рифтовая система, 2 - рифты Восточно-Европейской платформы ВЕП и Западно-Сибирской плиты, 3 - рифты Западной Европы, 4 - герциниды и каледониды Западной Европы и Северной Америки, 5 - герциниды и каледониды Таймыра, фундамента Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саяно-Монгольской области, 6 - Кордильеры и Анды, Верхояно-Чукотская область, 7 - глубоководные желоба, 8 - островные дуги.

Сделанное по литературным данным обобщение не претендует на полноту и статистическую обоснованность (восемь гистограмм на рис. 7 построены по 600 значениям ширины). По его результатам необходимо было лишь получить ответы на вопросы: 1) существует ли минимальная ширина структур, характерная для проявлений одного типа эндогенного режима, 2) изменяется ли она с возрастом в течение фанерозоя, 3) совпадает ли она для разных режимов.

По складчатым поднятиям Средиземноморского пояса обобщение проведено в работе (Шолпо, 1991). Установлено, что их ширина заключена в пределах 60-150 км. Рассмотрены в основном альпийские структуры. В Тихоокеанском поясе анализу подвергнуты альпиды и киммериды. Привлечены структуры Кордильер Северной и Центральной Америки, Анд Южной Америки, Верхояно-Чукотской складчатой области северо-востока Азии. Обнаружен примерно тот же диапазон ширины структур (рис. 7), что и в Тетисе, хотя в небольшом количестве встречены складчатые зоны уже и шире.

Для складчатых зон палеозойских (преимущественно герцинид) Западной Европы и Аппалачей видна преобладающая ширина 50-60 км, структуры более узкие практически не встречены. То же можно сказать и о небольших по территории складчатых зонах палеозойских восточной Австралии. Каледониды и герциниды Таймыра, фундамента Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саяно-Монгольской складчатой области представлены складчатыми зонами шириной преимущественно  $60 \pm 20$  км (рис. 7).

Практически те же значения ширины фиксируются в самых молодых складчатых зонах вулканических дуг на периферии Тихого океана и в Карибском бассейне.

Представлены данные по кайнозойским рифтам Восточно-Африканской системы, Байкальской и Момской зонам. Кайнозойские рифты континентальной Западной Европы рассмотрены совместно с несколько более ранними (частично - мезозойскими) рифтами Северного моря. Приведены данные по мезо-палеозойской рифтовой системе Западно-Сибирской плиты и палеозойским рифтам Восточно-Европейской платформы. Во всех случаях установлено преобладание узких структур, но почти отсутствуют трюги с шириной менее 40 км.

Довольно стабильна ширина глубоководных желобов Тихого океана и прилегающих акваторий Атлантического и Индийского океанов. В основном она составляет 50-100 км, большая часть массива данных представлена минимальными значениями из этого диапазона.

В срединноокеанических хребтах (СОХ) сложно выделить границы структур, позволяющие оценить ширину. Узким (и отсутствующим в некоторых хребтах) центральным грабеном она явно не ограничивается. Провести границу хребта по месту изменения угла склона можно лишь с большой степенью условности. Эти очень молодые (по крайней мере - в последних проявлениях активности) образования могут быть использованы для оценки длины КТД. Если считать, что его длина - это размер по простиранию связанной с ним структуры, то в большинстве рассмотренных объектов её определить нельзя: они представляются (без детального анализа) однородными по простиранию или фрагментированы вследствие наложенных активизаций.

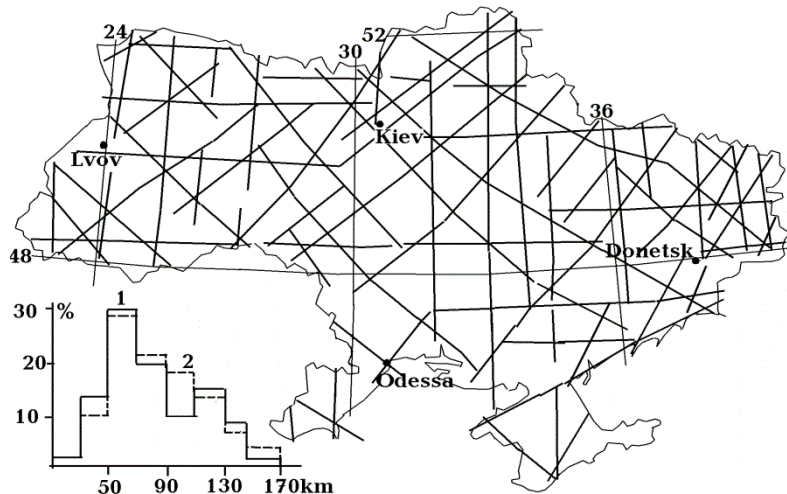


Рис. 8. Разломы на территории Украины, активные в последние 3 млн. лет (по (Верховцев, 2006) с упрощениями).

Системы разломов с простираниями: 1 – сз – юв и юз – св, 2 – ю – с и в - з.

Только в наиболее молодых образованиях, каковыми являются СОХ, при малой мощности и хрупкости коры можно обнаружить

результаты действия каждого КТД, индивидуально смещающего ось хребта. Как следствие, хребет должен быть разбит на серию блоков, разделённых молодыми разломами. Именно такая структура обнаружена в хорошо изученных частях мировой системы СОХ. В частности, для Срединноатлантического хребта характерные размеры блоков по его простиранию составляют  $50 \pm 30$  км, для калифорнийской части Восточнотихоокеанского хребта -  $60 \pm 20$  км. К этим размерам близки (или кратны) палеозойские элементы рифта ДДВ, выделенные по простиранию структуры.

В связи с современной активизацией территории Украины произошло синхронное «оживление» сетки разломов, в том числе и за пределами собственно зон активизации. Изучение этих (обладавших мобильностью в последние ~3 млн. лет) нарушений позволило наметить делимость, возникающую при одном процессе (рис. 8) (Верховцев, 2006).

Очевидно наличие двух сетей нарушений. Гистограммы распределений размеров ячеек в каждой из них явно отражают смешение массивов данных с преобладающими размерами 60 и 120 км, т.е. отвечают размерам 1 и 2 КТД.

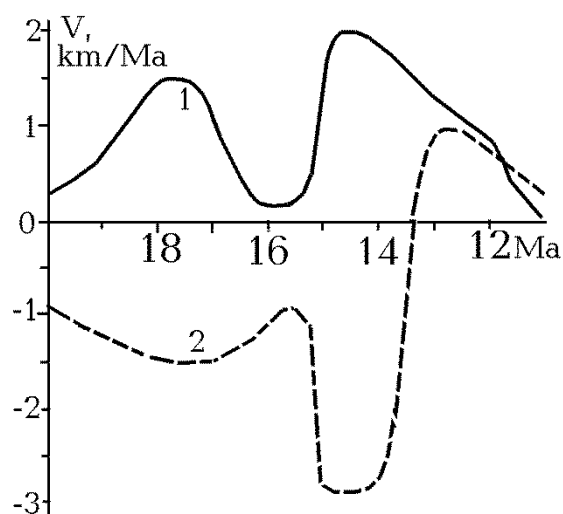
Таким образом, приповерхностные проявления активизации разного типа характеризуются довольно стабильными минимальными размерами объектов, не изменяющимися в течение фанерозоя. Эти размеры близки к 50-70 км.

Непосредственное исследование мантийных объектов с аномальными свойствами под зонами молодой активизации разного типа на континентах и в переходных зонах к океанам обнаруживает приблизительно те же значения минимальной ширины - 50-60 км. Для выделения таких образований использованы результаты интерпретации возмущений теплового потока, данные геоэлектрики и сейсмологии. Ширина аномальных объектов составляет (км): под активизированными альпидами Большого и Малого Кавказа - 40-60, под зонами Памира, Тянь-Шаня, Туранской плиты - 50-100, Южного Казахстана - 50-70, под Курильской островной дугой - 60-80, под рифтом Татарского пролива - 30-70, под активизированными альпидами Берегового хребта Кордильер Северной Америки - 40-60 (Бурьянов и др., 1987, Геоэлектрическая..., 1998, Гордиенко, 2001a, Гордиенко и др., 1990, Тектоносфера..., 1992 и др.). Отметим, что ширина мантийных объектов оказывается несколько больше (примерно на 10 км) их поверхностных проявлений, хотя это различие едва ли достоверно диагностируется.

Один из примеров выделения КТД в верхних горизонтах мантии по данным сейсмологии и геоэлектрики, демонстрирующий ограниченность объекта по глубине, показан в (Gordienko, 2015a).

Таким образом, объем единичного КТД определяется как  $120 \pm 60$  тыс. км<sup>3</sup>.

Скорости перемещения КТД с приемлемой точностью рассчитать сложно. Можно утверждать, что длительность этого события меньше минимального перерыва между двумя активизациями, т.е. двадцати млн лет (Gordienko, 2015b). Используя установленные автором по составу, минералогии и температуре характеристики свойств пород мантии платформ (Гордиенко, 2012 и др.) время перемещения объекта такого размера можно оценить по закону



Стокса в 5-10 млн лет. Речь идет о перемещении с перепадом глубин от 220 до 40 км. При учете скорости деформаций (Артюшков и др. 1996, Гера, 1999, Теркот и др., 1985 и др.) расчетная эффективная вязкость сокращается и время перемещения составляет около 1-2 млн. лет. Этот результат позволяет моделировать тепловые последствия перемещения КТД, не учитывая изменения их температуры в процессе движения. Естественно – кроме адиабатических (рис. 2).

Рис. 9. Скорости вертикальных движений Складчатых Карпат (1) и Предкарпатского прогиба (2).

В районах детальной изученности молодых движений поверхности устанавливаются периоды их резкой активизации, возможно, отражающие перемещения КТД. Например, вертикальные движения поверхности двух блоков Украинских Карпат – складчатой зоны и передового прогиба, ширина которых сопоставима с размером КТД, вполне могут соответствовать движениям поднимающегося и опускающегося объемов вещества мантии (рис. 9) (Дослідження..., 2005).

Движения изучены в период от 25 млн лет назад (момента основной фазы складчатости) до современности. За все это время наблюдается только один сдвоенный всплеск активности (показанный на рис. 9). Длительность такого акта активизации укладывается в первые миллионы лет. В других изученных регионах разновозрастных активизаций редко удается обнаружить сопряженные движения противоположной направленности. Чаще приходится допускать некие «взаимопроникающие» течения вещества.

Физический механизм формирования КТД трудно рассмотреть в полном объеме, прежде всего - из-за недостатка достоверной информации о свойствах среды и их изменениях. В качестве возможного варианта решения задачи можно упомянуть результаты работ Я.М. Хазана и несколько отличающиеся от них данные автора, из которых следует возможность длительного существования слоя частичного плавления с глубиной кровли на 200-250 км и подошвы – 400-450 км. В верхней части слоя могут формироваться неустойчивые объемы вещества диаметром 50-100 км, способные подниматься на расстояния от своего диаметра до раздела М (Гордиенко, 1998 и др.).

## ПАРАМЕТРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ

Из рассмотренной схемы тепломассопереноса во время активных процессов следует вывод о расположении КТД на одинаковых глубинах для всех эндогенных режимов. Они различаются последовательностью появления в верхнем положении. Для объяснения состава выплавляющихся магм и тепловых потоков на разных этапах процесса необходимо считать, что под геосинклиналями появляются очаги магм с глубинами кровли 220-250 км (перед стартом КТД), затем 160, 100 и 40 км. В рифтах порядок обратный. В зонах одноактной активизации с небольшим начальным резервуаром частичного плавления в нижней части верхней мантии вначале вероятен подъем на глубину 200-250 км, затем – под кору. При активизации в районе недавно завершившегося геосинклинального или рифтового процесса для формирования КТД используется реликтовая астеносфера с небольшой (около 100 км) глубиной кровли.

Коровые очаги прогнозируются на глубинах несколько больше 20 км с отдельными вторжениями вторичных магм на глубины до 6-10 км.

Для контроля этой гипотетической схемы применялись сведения о расположении границ раздела в верхней мантии, сформированных над очагами в виде зон неоднократно метасоматически измененных пород, данные о глубинах, с которых вынесены ксенолиты

кимберлитами и щелочными базальтами, и о глубинах очагов по составу изверженных пород. Небольшое количество данных привлечено по глубинам очагов в коре и под корой по температуре Кюри титаномагнетитов в молодых изверженных породах (Глевасская, 1983). Данные об очагах магм, прогнозируемые гипотезой и полученные независимыми геолого-геофизическими методами, практически полностью согласуются. Можно считать, что количественный контроль по этому параметру осуществлен.

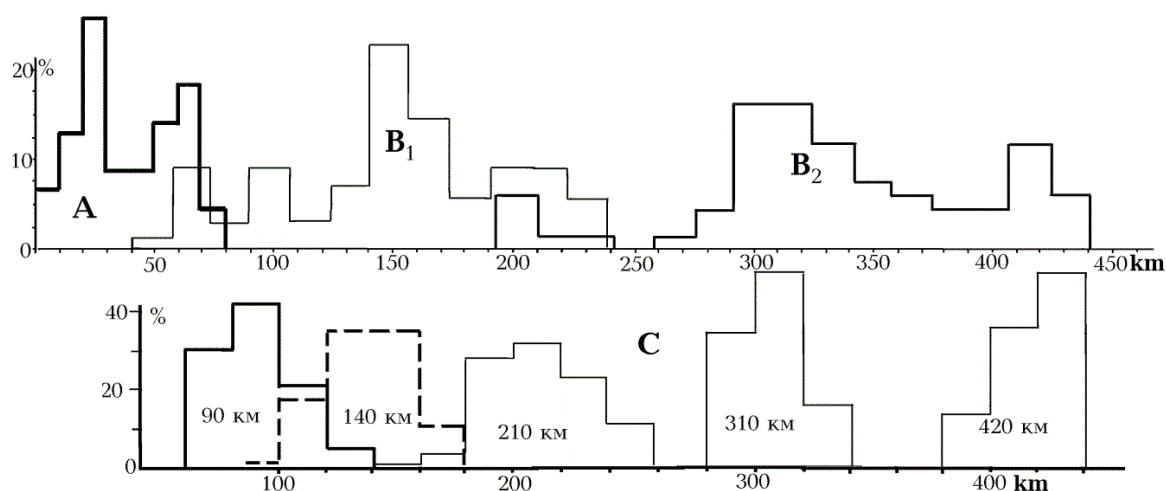


Рис. 10. Гистограммы распределений параметров магматических очагов.

А-С – глубин кровель (А - для Закарпатского прогиба по температурам Кюри титаномагнетита (Глевасская, 1983)), В – по ксенолитам, вынесенным кимберлитовыми и щелочно-основными магмами ( $B_1$ ) (Гордиенко, 2012 и др.), по включениям мейджоритов в алмазах ( $B_2$ ) (Бобров, 2009а,б), С – по скоростным разрезам верхней мантии преимущественно Северной Евразии (Pavlenkova et al., 2006 и др.).

Однако необходимо рассмотреть не только глубины, но и температуры на кровлях очагов, а также возможное изменение РТ-параметров при изменении возраста процесса или типа эндогенного режима. Для решения этой задачи подходит использование зависимости состава изверженных пород от параметров очага, изученных в работах (Гордиенко, 2014б, Гордиенко и др., 2013а,б, 2014а,б и др.). В этих публикациях приведена обширная библиография по составу пород, которая здесь в основном не будет воспроизведена, так как занимает много места.

Для достижения поставленной цели необходима методика экспресс-анализа информации о составе пород мантийного происхождения, позволяющая обработать десятки тысяч результатов анализов. Вначале использовались несколько методик, основанных на привлечении многих данных о составе пород (Гордиенко и др., 2013а,б). Затем, основываясь на результатах (Agiskin, 1999, Николаев и др., 2005, Светов и др., 2003 и др.), расчет удалось ограничить использованием концентраций двух окислов. Вычисления глубины кровли очага магмы (Н) и температуры в нем проведены для пород с содержанием  $\text{SiO}_2$  не более 52% (т.е. для основных и ультраосновных), не рассматривались карбонатиты и образования с большой концентрацией нефелина (т.е. не только нефелиновые сиениты, но и фонолиты и пр.). Использовались содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$ . Как было показано на тысячах примеров определений РТ-параметров для выплавки из мантии, эти величины наиболее точно отражают их (см. рис. 11, 12). Использовались выражения:  $T = -0,365(\text{MgO})^2 + 32,903(\text{MgO}) + 1060$  и  $T = -0,133(\text{Al}_2\text{O}_3)^2 - 32(\text{Al}_2\text{O}_3) + 1824$  и  $H = 0,319(T-1050)$ , где Н – в км, Т – в  $^\circ\text{C}$ . Связь температуры с глубиной оказывается практически линейной в верхней половине верхней мантии: около  $H=0,33(T-1060)$  и очень близкой к приведенной выше. Принятое выражение при больших значениях концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$  дает явно заниженные величины температур и, соответственно, глубин очагов. Поэтому при концентрациях 22% и более применялась постоянная величина  $T=1070^\circ\text{C}$ , что для практически встречающихся концентраций не могло заметно повлиять на результаты. Не использовались, соответственно, и концентрации  $\text{MgO}$  менее 1,5%.

Предпринимались попытки использовать для расчетов связь с глубиной и температурой очага магматизма концентрацию окисла кальция в изверженных породах мантийного происхождения. Они оказались менее удачными, чем для окислов алюминия и магния.

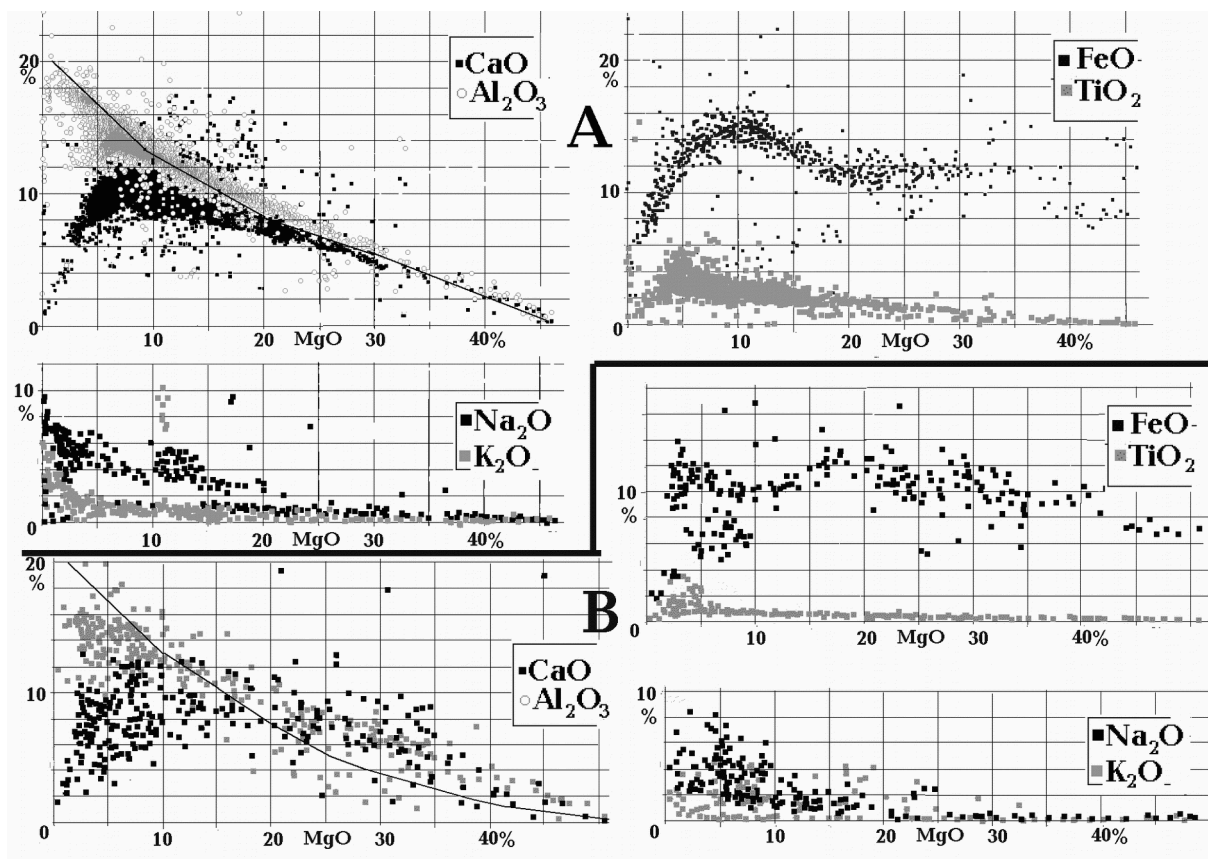


Рис. 11. Связь концентраций окислов магния, алюминия, кальция, натрия, калия, железа и титана для пород Гавайских островов (А) и щита Йилгарн в Австралии (Б). Линия - вид связи, следующий из расчетных формул.

Возможность использовать большие выборки данных, предоставляемая работой (Geokem), позволила выяснить причину этого и более обоснованно исключить использование концентрации кальция (рис. 11). Другие окислы еще меньше подходят.

Сравнение рассчитанных параметров с установленными для тех же пород детальным минералогическим анализом по известным в литературе геотермометрам и геобарометрам (Ariskin, 1999, Bryant et al., 2006, Доусон и др., 1997, Николаев и др., 2005, Ocean... , Славинский, 1983. Светов и др., 2003 и др.) показывает, что ошибки сопоставляемых методик близки. Недостатком используемого подхода следует признать привязку результатов фактически к принимаемой линии солидуса. Это приводит к заметному сокращению вариаций температур на одной расчетной глубине.

Получается интервал глубин, растянутый на несколько лишних километров. Ниже отмечен и специфический вариант такого «растягивания».

Реальные погрешности, составляющие для пород мантийного происхождения несколько десятков градусов и около 10 км, заметно превосходят вносимые собственно методикой расчета. Об их величине можно судить, например, по результатам сравнения связи концентраций окислов магния и алюминия, полученной из расчетных формул и наблюдаемой в реальности (рис. 11, 12). Полученные значения  $\Delta T$  представляют собой различия между температурами, вычисленными по концентрациям каждого из окислов. Приводимые результаты – средние из этих величин (характерная величина отклонений от них – около  $40^\circ\text{C}$ ).

Приведенный на рис. 11 и 12 разброс концентраций окислов характеризует его величину, близкую к оптимальной. В значительных массивах использованных данных он меньше или больше.

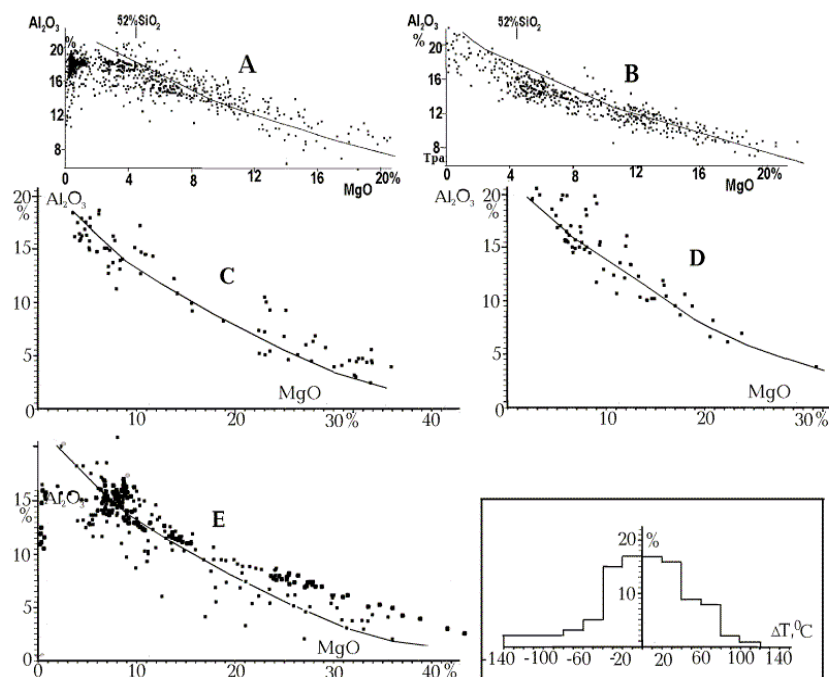


Рис. 12. Иллюстрация отклонений связи  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$  в реальных породах разного возраста нескольких регионов океанов и континентов (точки) от предполагаемой принятыми расчетными формулами (линия). А - Острова Азорские, Ян-Майен, Реюньон, В - Полинезия, С - Камчатка, D - Урал, E - Балтийский щит. На врезке - гистограмма отклонений от средней расчетных  $T$  по данным рис. 11, 12 и др..

При использовании основной части массива данных, представленного в источнике (Geokem), где отсутствуют сведения о содержании кремнезема, возникают дополнительные трудности. Приходится считаться с возможностью попадания пород с  $\text{MgO}$  менее 4% в разряд средних (рис. 11, 12). Очевидно также, что в интервале содержаний 5-8% кроме основного тренда изменения состава возникает дополнительный, предположительно связанный с коромантийным обменом. На континентах он менее заметен, а на океанах проявляется в полной мере именно как результат океанизации. При этом процессе эклогитизированные основные породы изменяемой земной коры погружаются в мантию и влияют на ее состав в пределах интервала глубин, где располагаются очаги частичного плавления на 40-50 и (в основном) 100 км. В петрологической литературе можно встретить обоснование точки зрения, согласно которой часть находящихся в мантии эклогитов поступает в нее из коры (см. библиографию в (Gordienko, 2015b)). Образующийся при этом комплекс пород (адакитов и др.) только частично может быть отнесен по принятым формальным признакам к основным ( $\text{SiO}_2 \leq 52\%$ ). По данным (Geokem) базитовую часть адакитов можно характеризовать содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  как 49-53%, 6,5% и 17% соответственно. Направленное изменение содержаний в этом массиве данных не просматривается, можно допустить лишь незначительный рост  $\text{Al}_2\text{O}_3$  с увеличением концентрации  $\text{MgO}$  (т.е. изменение противоположно расчетному). По принятым формулам получаем среднюю глубину для очага магм базитовой части адакитов 65 км. По данным минералогических геобарометров (Geokem) глубина составляет  $85 \pm 20$  км. Поэтому для массивов данных из (Geokem), где была неизвестна концентрация кремнезема, в интервале содержаний  $\text{MgO}$  5-8% расчетная глубина очага для пород дополнительного тренда изменения состава (см. выше) увеличивалась на 20 км. Расчет по принятой формуле проводился в этом случае для концентраций  $\text{MgO}$  более 8%. Естественно, такие поправки не прибавляют точности результатам расчета, однако соответствующие концентрации окислов могут быть выведены из массивов, для которых определялось отклонение от средних значений глубин и температур (рис. 11, 12). Это позволило несколько сократить оценку разброса результатов.

Можно оценить ситуацию и по-другому. Температуры плавления, по которым вычислены глубины, относятся к перидотитовому парагенезису, для эклогита они ниже на  $\sim 100^\circ\text{C}$ . Расчетная глубина занижается примерно на 25-30 км (Гордиенко, 2013а,б). Т.е. значительная часть параметров очагов из интервала глубин 60-80 км на рис. 11, 12 на самом деле относится к глубине  $\sim 100$  км.

Для разделения больших массивов данных из (Geokem) использовалось, когда это было возможно, формирование групп анализов по названиям пород. Сравнительно небольшой разброс значений концентраций окислов в области базитов с максимальным содержанием кремнезема в некоторых случаях приводил к формированию блоков информации, в которых смешивались характеристики двух, чаще всего наиболее близких к поверхности, очагов. Как показано выше (рис. 10) в этой ситуации необходимо ориентироваться на ограниченную мощность реального очага плавления в мантии. Напротив, широкие диапазоны изменения больших концентраций MgO в ультраосновных породах (как на рис. 10 для верлитов и дунитов – 33-46%) не вызывает существенных вариаций расчетных Н и Т – только на уровне погрешности расчета (на рис. 12 -10 км и 40<sup>0</sup>С).

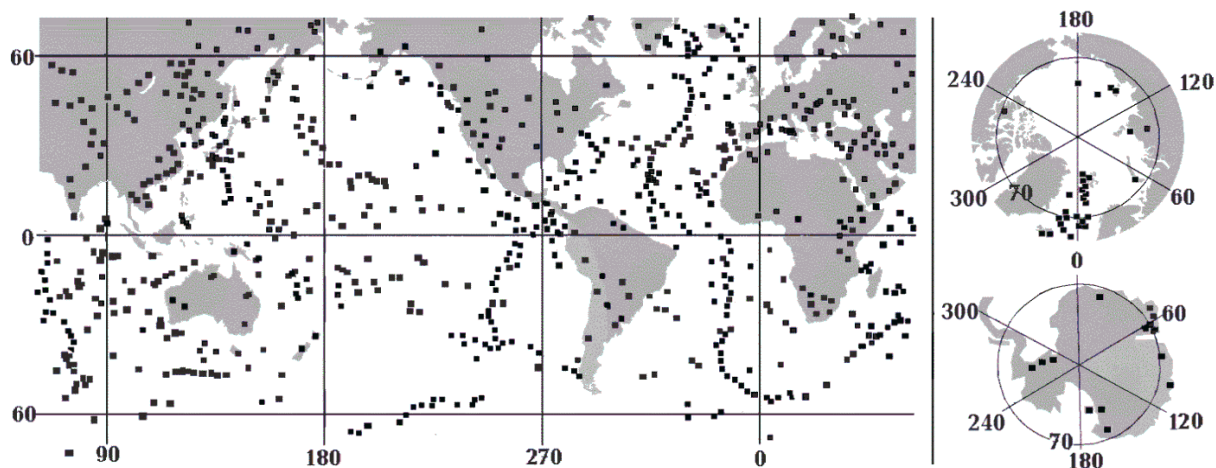


Рис. 13. Пункты отбора проб пород, использованных в работе.

Несмотря на эти и другие помехи, значительное количество использованного материала и разнообразие эндогенных режимов дают возможность получать достоверные результаты.

Для решения поставленной задачи привлечены результаты анализов состава магматических пород мантийного происхождения с территорий и акваторий всех континентов и океанов. Их общее количество составляет около 70,000, из них около 30,000 относятся к океанам. Размещение пунктов отбора иллюстрирует рис. 13.

Очевидна большая изменчивость плотности сети отбора образцов для анализов, это впечатление усиливается при рассмотрении выборок по отдельным типам эндогенных режимов или регионам. Гавайи и их «цоколь» охарактеризованы 9,700 анализами, СОХ – 4,000, северная Атлантика – 3,600, Канары – 2,100, Галапагосские и Маркизские острова – 1,000, Мадейра, Кергелен, Коморы – 1,050, Азоры, Реюньон – 900. Большие вулканические провинции континентов (Декан, Парана, Кару, Колумбия, Снейк ривер, Бассейнов и Хребтов, Мексики) – 8,000, Каскадные горы и Анды – 4,000, Исландия – 2,300, островные дуги (Антилы, Камчатка, Курилы, Алеуты, Япония, Рюкю, Идзу-Бонин, Марианская, Новая Зеландия) – 12,000. С другой стороны, на всей акватории и островах Арктического океана использовано только 300 образцов.

Отметим, что по АПГ островные дуги отождествляются с молодыми геосинклиналями, поэтому данные о них рассматривались в составе континентальных. Островные дуги южной части Индонезийского архипелага ниже отнесены формально к Австралии. Современный рифт Исландии (который нельзя отнести к океаническим структурам хотя бы из-за мощности коры) формально «приписан» к Евразии.

Некоторая часть информации не использовалась из-за опасности выхода за оговоренные рамки концентрации кремнезема. Пример – широко распространенные андезиты-базальты, среди которых встречаются породы с SiO<sub>2</sub> более 52%, а информация об этом параметре отсутствует.

## Океаны

Для всех океанов на основе геолого-геофизических данных была показана неприменимость гипотезы тектоники плит и вероятность сравнительно недавней (начиная с мезозоя) океанизации коры континентального типа. К рассмотрению привлечены данные по всем срединно-океаническим (сейсмичным) и большинству асейсмичных хребтов океанов (рис. 13). Это Гавайский и Императорский (включая поднятие Обручева), 90-го градуса, Мальдивский, Менделеева. Изучены породы крупных плато: Полинезийского и Самоа, Мид Пасифик и Марк-Уэйк, Цейлонского, Брокен, Натуралистов, Кергелен, Маскаренского, Коморского, Фиджи. Представлены океанические плиты: Лайн, Восточно-Марианская, Северо-Западная, Меланезии и Манихики, впадины окраинных морей: Карибского, Скотии, Тирренского, Филиппинского, Японского. Изучены данные с островов Азорских, Бермудских, Галапагосских, Кабо Верде, Канарских, Кергелен, Коморских, Мадейра, Маркизских, Реюньона, Св. Елены, Тристан-да-Куньи, Ян-Майена. Часть этой информации (во всяком случае, в Индийском океане) с равным основанием может быть отнесена к океаническим плато. Представлены желоба: Тонга, Марианский, Центрально-Американский. Сравнительно мало (не по количеству анализов, а по числу регионов) исследованы океанические плато: Кергеленское, Коморское, Фиджи. Изучен ряд котловин: Сомалийская, Мозамбикская, Уотон, Перт, Кокос, Южно-Индийская, Северо- и Южно-Австралийские, Ангольская, Бразильская и др..

Не для всех изученных регионов получены результаты, характеризующие весь набор «этажей» магматических очагов. Но это, скорее всего, объясняется спецификой изученности. Тем не менее, подтверждается (табл. 1) существование максимально глубоких очагов ( $215 \pm 15$  км), расположенных на промежуточных глубинах ( $145 \pm 15$  км,  $85 \pm 5$  км) и с минимальной глубиной ( $55 \pm 5$  км). В некоторых случаях обнаруживается и результат выноса магматического материала в подкоровую камеру на глубине  $30 \pm 5$  км.

Таблица 1. РТ-параметры магматических очагов в мантии океанов (глубина в км, температура в °С).

Регионы	1-й этаж	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж	5-й этаж
Тихий океан					
СОХ	-	-	90, 1300	-	-
Асейсмичные хребты	-	120,1400	85, 1300	65, 1250	-
Плато, шельф	230, 1800	-	80, 1300	55, 1200	-
Котловины	230, 1800	190, 1650	80, 1300	55, 1200	25, 1150
Острова	200,1700	145,1500	95,1350	65,1250	30,1150
Желоба	210,1700	130,1450	85, 1300	65, 1250	40, 1200
Окраинные моря	-	130, 1450	90, 1350	60, 1200	40, 1150
Атлантический океан					
СОХ	230,1800	140, 1500	95, 1350	55, 1250	25, 1100
Плато, шельф	220,1750	150, 1550	90, 1350	55, 1200	30, 1150
Острова	210,1700	140,1500	95,1350	55,1200	35 1150
Окраинные моря	-	140, 1500	80, 1300	55, 1200	25, 1100
Котловины	-	145,1500	100,1350	-	-
Индийский океан					
СОХ	-	150, 1550	90, 1350	55, 1250	25, 1100
Асейсмичные хребты	-	-	85, 1300	50, 1200	30, 1150
Котловины	-	-	85, 1300	55, 1200	-
Острова	190, 1650	140, 1500	90, 1350	55, 1200	30, 1150
Арктический океан					
СОХ	215, 1700	140,1500	100,1350	70,1300	45,1200
Асейсмичный хребет	-	-	-	70,1250	30,1150
Плато, шельф	-	170,1600	90,1350	75,1300	50,1200
Котловины	-	120,1400	95, 1350	75, 1300	55, 1250



Изученные острова Арктического океана не охарактеризованы отдельно, так как располагаются на шельфе.

В целом очевидно, что полученные глубины очагов и температуры в них соответствуют прогнозу и не обнаруживают каких-либо существенных различий параметров между океаническими регионами.

### *Евразия*

В массиве данных по континентам Евразия занимает особое место как по количеству информации, так и по разнообразию исследованных зон с разным эндогенным режимом. Есть смысл рассмотреть полученные здесь результаты отдельно.

На материале Евразии может быть проанализирован вопрос об изменении параметров очагов с возрастом как в докембрии (как это предполагается, например, в работе (Светов и др., 2003)) так и в фанерозое, а также различий их для геосинклиналей, рифтов и зон одноактных активизаций.

Материал по Евразии был разбит на группы в соответствии с типами эндогенных режимов. При достаточном объеме информации внутри групп выделялись региональные или возрастные подгруппы.

Магматизм разновозрастных геосинклиналей Евразии в использованном массиве данных представлен очень неравномерно. Сведений по регионам с каледонским и киммерийским возрастами складчатости недостаточно для индивидуальной характеристики. Поэтому материал по первым был присоединен к массиву данных по герцинидам, вторых – альпидам.

В приводимых ниже таблицах встречаются повторяющиеся названия регионов. Это происходит в случаях, когда для характеристики используются разные выборки анализов, как правило, полученные из разных публикаций. Иногда они относятся к различным по возрасту или содержанию (типу эндогенного режима) этапам геологической истории.

Предположение об изменении параметров очагов с возрастом геосинклиналей рассматривается по данным табл. 2.

Таблица 2. РТ-параметры очагов магматизма разновозрастных геосинклиналей Евразии.

Регион, возраст складчатости	Параметры очагов (Н в км, Т в °С)			
	1-й этаж	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж
УЩ, архей (Сурская зеленокаменная структура)	220, 1750	155, 1550	95, 1350	55, 1200
УЩ, протерозой (Криворожско - Кременчугская зона)	225, 1750	170, 1550	85, 1300	55, 1200
Тянь-Шань, герциниды	210, 1700	150, 1500	85, 1300	60, 1200
Крым, киммериды	195, 1650	165, 1550	80, 1300	50, 1200
Карпаты, альпиды	210, 1750	140, 1500	90, 1350	50, 1250

Очевидно, что такая зависимость не обнаруживается, различия в параметрах незначительны и изменения незакономерны. Это подтверждают и другие данные, приводимые ниже. Сведения о наименее глубоких (коровых) очагах не рассматривались, так как для геосинклиналей докембрия они часто недоступны из-за уровня эрозионного среза.

Отдельно можно проанализировать сведения по нескольким киммерийским и альпийским геосинклиналям, для которых собраны относительно представительные массивы данных (табл. 3).

Таблица 3. РТ-параметры очагов магматизма альпийских и киммерийских геосинклиналей Евразии.

Регион	1-й этаж	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж
Сихотэ-Алинь	210,1650	-	75, 1300	55, 1200
Хонсю, Рюкю	-	-	90,1300	50,1200
Малый Кавказ	210, 1650	-	100, 1350	55, 1200
Родопы	220, 1750	135, 1450	105, 1350	55, 1200
Командоры, Алеуты	195,1650	155,1550	100,1300	55,1200
Камчатка, Корякия	215, 1750	155, 1550	90, 1300	55, 1200
Сахалин	230, 1800	-	100, 1350	50, 1200
Чукотка	230, 1750	-	80, 1300	55, 1200
Курилы	-	-	95,1350	55, 1200
Бонинская, Марианская, Соломонова дуги	170,1500	130,1450	85,1300	55,1200
Филиппины	-	130,1450	-	50,1300
Северный Вьетнам	-	125, 1450	95, 1350	50, 1200
Сулейман Даг	-	-	-	40, 1150
Эльбурс	-	125,1450	100, 1350	70,1250
Загрос	190,1650	170,1580	110, 1400	50,1200
Тибет	-	-	80, 1300	45,1200
Тавр	-	-	85, 1300	55,1200
Аппенины, Корсика	-	150,1500	85,1300	55,1200
Пиндос	-	145,1500	90,1300	55,1200
Кипр, Сирия	-	150,1500	85,1300	65,1250
Гималаи	-	-	90,1300	65,1250

Значительная часть массивов оказалась состоящей из однородных анализов, характеризующих лишь ограниченный интервал глубин расположения очагов. Но в других регионах просматриваются все уровни. Чаще выплавки из коровых источников представлены кислыми и средними породами, поэтому самый верхний «этаж» не представлен в таблице.

Примерно то же можно сказать и о каледонских и герцинских геосинклиналях Евразии (табл. 4), но в этом случае верхний «этаж» все же заметно проявился в магматитах мантийной природы.

Таблица 4. РТ-параметры очагов магматизма каледонских и герцинских геосинклиналей Евразии.

Регион, возраст складчатости	1-й этаж	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж	5-й этаж
Каледониды и герциниды Центральной Азии*	-	140,1500	90, 1300	55,1200	30,1150
Колымская зона герцинид	210,1700	-	110, 1400	65,1250	-
Западная Сибирь, герциниды	-	-	115,1450	70,1250	35,1150
Тянь-Шань, каледониды и герциниды	220,1750	145,1500	115,1400	70,1250	45,1200
Тиман, герциниды	-	-	100,1350	70,1250	10,1100
Урал, герциниды	230, 1750	145,1500	95,1350	70,1250	35,1150
Донбасс, герциниды	-	160,1550	100, 1350	50,1200	-
Алтай, герциниды	190,1650	-	100,1350	65,1250	-
Сихотэ-Алинь, герциниды	215,1700	-	90,1300	55,1200	25,1150
Кавказ, герциниды	210,1700	160,1550	90, 1300	65,1250	40,1150
Западная Камчатка, герциниды	-	145,1500	100,1350	75,1300	45,1200

\*Алтай, Забайкалье, Восточный Казахстан, Зайсан, Западная Монголия, Тянь-Шань, Тува, Кузбасс, Кузнецкий Алатау, Горная Шория

Данные по каледонидам Норвегии и герцинидам Рено-Герцинской зоны не противоречат приведенным в таблице, но представлены результатами анализов, характеризующими в каждом случае по очагу только одной глубины.

Единственный вариант эндогенного режима, в рамках которого возможно отсутствие проявлений наиболее глубинных магматических очагов в верхней мантии (характерные Н - не более 100-150 км) – современная активизация альпид (и поздних киммерид Тихоокеанского пояса) (табл. 5). Для возрастов складчатости 30-60 млн лет тепломассоперенос может начаться после восстановления небольшой зоны частичного плавления в низах верхней мантии. Материал вначале выносится под кору, зона прогрева и небольшой степени частичного плавления при повторной адвекции (вероятность ее на данном этапе разработки АПГ неясна) может распространиться через некоторое время вниз до 140-150 км. Для поздних альпид тепломассоперенос использует частично расплавленный материал реликтовой астенотинзы для выноса вещества непосредственно под кору и в кору. Глубины магматических очагов едва ли должны превышать 100-150 км.

Таблица 5. Современная активизация геосинклиналей с разным возрастом складчатости

Регионы	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж	5-й этаж
Альпиды и киммериды*	140,1500	100,1350	75,1300	50,1200
Каледониды и герциниды				
Монгольский Алтай	-	90,1300	75,1300	50,1200
Кавказ	-	90,1300	70,1250	
Центральная Европа**	135,1450	105,1400	80,1300	50,1200
Рейнский грабен, Центральный массив	-	110,1400	85,1300	55,1200
Центральная Испания	120,1450	100,1350	-	-
Северо-западный Тянь-Шань	-	115,1400	75,1300	45,1200

\*Верхояно-Колымская система, Курилы (о.Парамушир, о.Шикотан, о.Итуруп, о.Кунашир), Командоры (о.Беринга), Бетская Кордильера, юго-западный Китай, Вьетнам, Камбоджа, Таиланд, Южные Карпаты, Балканиды, Паннония.

\*\*Богемия, Тюрингия, Саксония, Силезия.

Таблица 6. РТ-параметры очагов магматизма разновозрастных рифтов Евразии\*.

Возраст	1-й этаж	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж	5-й этаж
Рифей, венд	195,1650	140,1500	90,1350	60,1250	35,1150
Палеозой	215,1700	165,1550	90,1350	55,1200	
Кайнозой	230,1750	165,1550	85,1300	60,1250	10,1100
Современный рифт	-	145,1500	90,1350	-	-

\*Оршанский прогиб, склон Анабарского щита, северо-восток Монголии, Кузбасс, Днепровско-Донецкая впадина, Западно-Сибирская плита, Тунгусская синеклиза, Сибирская платформа, Байкал, Прибайкалье, Аравийская платформа, Иорданский рифт, Сихотэ-Алинь, Исландия.

Массивы данных, собранные по рифтам близкого возраста, обеспечили выявление почти всех глубинных уровней магматических очагов. И в этом случае можно утверждать, что существенной зависимости их глубин и температур от возраста процесса не заметно. Данные по конкретным регионам, приводимые в табл. 7, свидетельствуют о том же. В таблицу 7 включены сведения по магматизму разнообразных регионов восточной и юго-восточной Азии, для которых по имеющимся у автора данным не всегда можно диагностировать тип эндогенного режима. Не исключено, что часть приводимой информации относится к процессам одноактной активизации, а не рифтогенеза.

Таблица 7. РТ-параметры очагов магматизма рифтов Евразии

Регион	1-й этаж	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж	5-й этаж
Корея	-	-	90,1300	65,1250	20,1100
Внутренняя Монголия	-	-	-	70,1250	45,1200
Юго-восточный Китай	-	145,1500	100,1350	70,1250	45,1200
Эмейшань	-	135,1450	100,1350	70,1300	-
Тибет	-	-	95,1350	70,1300	30,1150
Тайвань	-	-	100,1350	80,1300	55,1200
Декан	-	140,1500	105,1400	75,1300	45,1200
Урал	180,1600	125,1450	100,1350	75,1300	45,1200
Чукотка	-	125,1450	100,1350	70,1300	50,1200
Норильск	175,1600	150,1500	100,1350	80,1300	-
Становой хребет	-	-	95,1350	75,1300	55,1200
Балтийский и Украинский щиты	-	140,1500	95,1350	80,1300	-

Таблица 8. РТ-параметры очагов магматизма докембрийских массивов Евразии

Регион, возраст	1-й этаж	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж	5-й этаж
УЩ, архей	210,1700	155,1550	95,1300	70,1250	35,1150
УЩ, протерозой	195,1700	140,1500	95,1350	65,1250	25,1150
ВКМ, архей	190, 1600	120,1450	-	65, 1250	20,1100
БЩ, архей	205,1700	155,1550	105,1400	65,1250	20,1100
БЩ, протерозой	205,1700	150,1500	95,1300	75,1300	-
АлЩ, архей	210,1700	160,1550	120,1400	-	-
АлЩ, протерозой	200,1700	145,1500	105,1400	70,1250	-
АнЩ, протерозой	205,1700	145,1500	90,1300	70,1250	-
ИЩ, протерозой	210,1700	150,1500	100,1350	75,1300	-
ИЩ, архей	190,1650	-	100,1350	70,1250	-

УЩ – Украинский щит, ВКМ – Воронежский кристаллический массив, БЩ – Балтийский щит, АлЩ – Алданский щит, АнЩ – Анабарский щит, ИЩ – Индийский щит.

Обобщение данных по нескольким рифтам в каждом регионе, в том числе – для районов с относительно небольшим уровнем эрозионного среза, позволило определить параметры коровых источников.

Можно констатировать, что параметры очагов отвечают прогнозным. Их значимое изменение с возрастом процесса не обнаруживается ни в докембрии, ни в фанерозое (как это и предусматривает АПГ).

### *Другие континенты*

Вне Евразии изучение разнообразных эндогенных режимов существенно ограничено. Фанерозойские геосинклинали достаточно широко представлены только в Северной Америке и островных дугах. Но в первом случае наиболее изученная часть магматизма относится к постгеосинклинальной активизации и представлена в основном андезитами, т.е. средними по кислотности образованиями. Некоторые примеры (например, состав андезитовых лав Везувия) говорят о возможности перенесения на эти породы используемых расчетных формул, но встречаются и иные варианты состава. Вопрос пока не рассмотрен, упомянутые массивы данных использовались лишь в небольшой их части (андезито-базальтовой), для которой в литературе приводится соответствующий уровень концентрации  $\text{SiO}_2$ .

С другой стороны, на рассматриваемых континентах широко распространены рифтовые структуры различного возраста. В частности, такая ситуация сложилась в Африке (табл. 9). Фанерозойские геосинклинали на континенте представлены мало и практически не изучены.

Таблица 9 . РТ-параметры очагов магматизма в мантии Африки

Регион	1-й этаж	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж	5-й этаж
Южная Африка, архей	200,1700	150,1500	95,1350	-	-
Южная Африка, архей, рифт	215,1700	155,1550	100,1350	-	-
Намибия, архей, протерозой	180,1600	-	80,1300	65,1250	-
Египет, протерозой	-	-	-	65,1250	-
Южная Африка, кимберлит	215,1700	140,1500	-	-	-
Марокко, Камерун, Гана, рифейский рифт	-	-	90,1300	60,1200	30,1150
Марокко, киммерийский рифт	-	145,1500	95,1350	55,1200	30,1150
Кару	185,1650	150,1500	100,1350	-	-
Алжир, альпиды	-	-	-	40,1150	-
Восточная Африка, альпийский рифт	185,1650	145,1500	95,1350	55,1200	20,1150
Нигерия, альпийский рифт	-	-	-	70,1250	-

В самом представительном массиве данных по рифту Восточной Африки можно выделить два блока: в одном резко преобладают концентрации окислов, приводящие к расчетным глубине очага 100 км и температуре 1350<sup>0</sup>С, в другом скорее выделяются два объекта с глубинами кровли в среднем 115 и 85 км. В целом параметры очагов не обнаруживают заметных отличий от прогнозных.

В использованной литературе недостаточно данных для характеристики палеозойского геосинклинального процесса в Северной Америке. Лучше представлены мезо-кайнозойские геосинклинали, образования докембрия и рифты.

Таблица 10. РТ-параметры очагов магматизма в мантии Северной Америки

Регион	1-й этаж	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж	5-й этаж
Канадский щит, архей	210,1700	150,1500	105,1400	-	-
Канадский щит, протерозой	185,1650	140,1500	95,1350	60,1200	-
Гренландия, протерозой	-	170,1600	85,1300	65,1250	15,1100
Аппалачи, каледониды	-	-	95,1350	60,1200	35,1150
Нью-Фаундленд, каледониды	-	-	105,1400	70,1250	35,1150
Аляска, альпиды	230,1750	150,1500	100,1350	55,1200	-
Алеуты, альпиды	-	-	105,1400	55,1200	-
Центральные Кордильеры, альпиды	-	-	80,1300	50,1200	-
Каскады, альпиды	-	-	90,1300	-	-
Антильская дуга, альпиды	-	120,1450	90,1300	50,1200	-
Скалистые горы, киммериды	205,1700	140,1500	95,1350	-	-
Калифорния, киммериды	-	155,1550	100,1350	70,1250	-
Мексика, альпийский рифт	200,1700	130,1450	100,1350	60,1250	-
Большой Бассейн, альпийский рифт	-	-	95,1350	-	-

В целом информации (не количества анализов, а их представительности) недостаточно для этого материка со сложной геологической историей. Но в рамках мирового обзора полученными результатами можно ограничиться, так как они не противоречат прогнозным.

Таблица 11. РТ-параметры очагов магматизма в мантии Южной Америки

Регион	1-й этаж	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж	5-й этаж
Гвианский щит, протерозой	-	-	90,1300	45,1200	-
Гвианский щит, кимберлиты	-	160,1550	110,1400	50,1200	20,1100
Бразильский щит, протерозой	-	150,1500	80? 1300	65? 1250	-
Бразильский щит, герцинская активизация	-	160,1550	85,1300	60,1250	-
Бразильский щит, альпийская активизация	-	-	95,1350	65,1250	40,1150
Аргентина, герциниды	-	170,1600	-	-	-
Аргентина, киммерийская активизация	-	140,1500	90,1300	65,1250	-
Кордильеры Центральной Америки, альпиды	240,1800	-	90,1300	65,1250	35,1150
Колумбия, альпиды	205,1700	150,1500	90,1300	-	-
Анды, альпиды	190,1650	-	95,1350	55,1200	30,1150
Анды, киммериды	-	-	80,1300	60,1250	35,1150

Примерно то же можно сказать о результатах по Южной Америке. Здесь кроме преобладания в массиве данных по Андам андезитов мало (единичные анализы). Немного сведений по докембрийским породам Бразильского и Гвианского щитов. Но все рассчитанные параметры очагов неплохо отвечают прогнозным, можно считать, что задача обзора выполнена.

Таблица 12. РТ-параметры очагов магматизма Австралии

Регион	1-й этаж	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж	5-й этаж
Щит Йилгарн, архей	200,1700	170,1600	80,1300	60,1200	-
Центрально-Австралийский щит, протерозой	200,1700	-	85,1300	60,1200	30,1150
Центрально-Австралийский щит, рифт, архей	200,1700	125,1450	80,1300	60,1200	-
Новая Гвинея, герциниды	-	-	85,1300	-	20,1100
Новая Зеландия, альпиды	-	-	100,1350	65,1250	-
Тонга-Кермадек, альпиды	-	-	-	50,1200	-
Австралийские о-ва, альпиды	220,1750	-	90,1300	50,1200	-
Новая Британия, альпиды	-	-	85,1300	55,1200	-
Соломоновы о-ва, Отонг-Джава, альпиды	185,1650	155,1550	85,1300	55,1200	-
Фиджи, альпиды	-	-	95,1350	50,1200	-
Тасмания, современная активизация	-	140,1500	100,1350	-	-

В Австралии (включая Тасманию) и на соседних островных дугах рассмотрено достаточное количество анализов для характеристики основных тектонических регионов континента. Конечно, представлены не все «этажи» магматических очагов в мантии, но все полученные результаты укладываются в рамки прогноза.

Таблица 13. РТ-параметры очагов магматизма Антарктиды

Возраст	1-й этаж	2-й этаж	3-й этаж	4-й этаж	5-й этаж
Архей	205,1700	160,1550	95,1350	50,1200	25,1150
Протерозой	180,1600	145,1500	90,1300	50,1200	25,1150
Каледониды, герциниды	-	-	90,1300	50,1200	-
Киммериды	-	150,1500	100,1350		-
Киммериды, альпиды	-	140,1500	70,1250	50,1200	-
Современная активизация	-	-	95,1350	55,1250	25,1150
Островная дуга( Скотия)	-	-	85,1300	-	-

На территории Антарктиды не всегда можно диагностировать тип эндогенного режима. Поэтому деление пород на группы проведено только по их абсолютному возрасту и территориальной принадлежности. К районам современной активизации отнесены те, где встречены магматиты возрастом в первые миллионы лет: о. Росса, район Гауссберг, Земля Мэри Бёрд, Мунро. Киммериды – альпиды – от 180 до 15 млн. лет: вблизи вулк. Эребус, гор Морнинг, земля Принца Чарлза, Виктории. Каледониды и герциниды – от 500 до 250 млн. лет: Земля Эндерби, Принца Чарлза, район Херитедж к югу от Антарктического полуострова. Протерозой представлен на Земле Принца Чарлза, Эндерби, Моусон, Вестфолд Хилс. Архей – Гауссберг, Эндерби, Вестфолд Хилс.

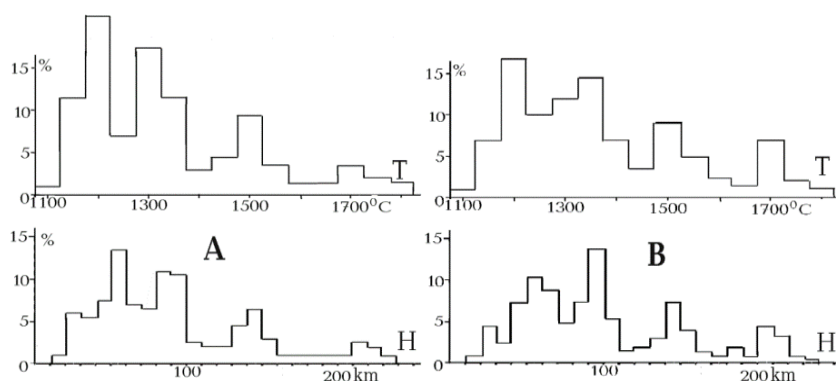
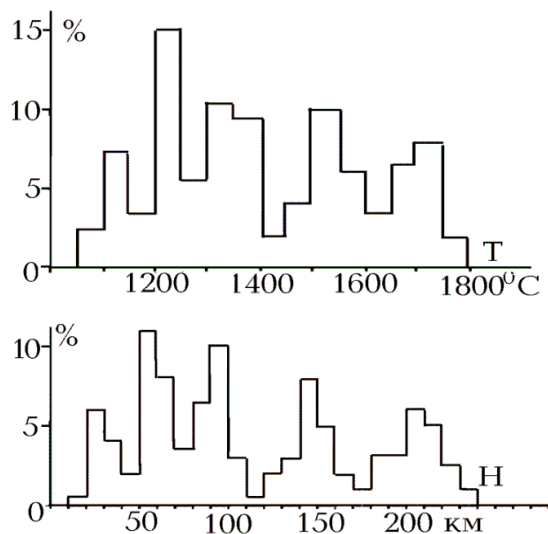


Рис. 14. Гистограммы распределения температур и глубин очагов магматизма в мантии океанов (А) и континентов (В)...

Отметим, что в результатах, полученных для Антарктиды, распространена ситуация (за исключением небольшого массива данных по процессам альпийского возраста), когда в регионе можно с равным основанием получить глубину 3-го этажа магматических очагов 80÷100 км и 90 км.

### Сводка



Результативные распределения температур и глубин для очагов океанов и континентов представлены на рис. 14 и 15.

Рис. 15. Гистограммы распределения температур и глубин очагов магматизма в мантии наиболее полно изученных районов континентов и океанов.

Отклонения от средних значений Н и Т внутри групп, характеризующих очаги каждого из рассмотренных регионов (в которых было достаточное число определений), не отличаются от приведенных выше для нескольких массивов данных по океанам и континентам.

Едва ли полученные величины вариаций можно считать достоверно установленными погрешностями использованной методики, да и сами по себе параметры очагов, скорее всего, несколько различаются для разных регионов не только из-за ошибок расчета. Но практически в большинстве случаев перепад глубин между соседними очагами в несколько раз превосходит обусловленный выявленными вариациями величину в 14 км, т.е. речь идет об отдельных объектах.

Как отмечалось выше, нельзя исключать того, что параметры очагов несколько варьируют от района к району. Они могут не выходить за рамки прогнозных, но и незначительные отличия в глубинах и температурах будут стимулировать «размазывание экстремумов» на гистограммах. Для устранения этого эффекта были построены гистограммы для районов, в которых представлены все «этажи» очагов (рис. 15). Необязательным считалось только наличие самого верхнего очага на уровне коры. Но были использованы и сведения об этих последних объектах, не попавшие в таблицы 2 и 3. Следует подчеркнуть, что речь идет об очагах, образованных вторжениями основной и ультраосновной магмы в континентальную кору, а не о возникающих вследствие этого объемах частично расплавленных пород амфиболитовой фации метаморфизма в коре. Температуры в таких образованиях много ниже.

Разделение очагов по «этажам» становится несколько более выразительным, минимумы глубже, но все же интервал глубин между 50 и 100 км не столь свободен от очагов промежуточной Н, как между 100 и 150 или 150 и 200 км.

В этом может проявляться влияние обоих факторов, упомянутых выше: опускания кровли очага при охлаждении объекта в верхнем этаже и плавления погрузившихся в мантию эклогитизированных блоков основной части коры.

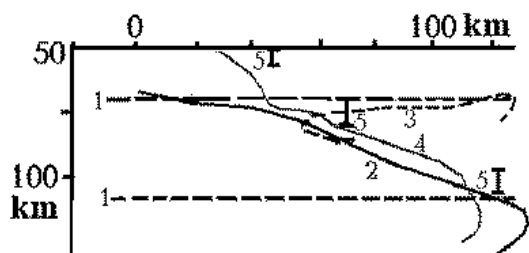


Рис. 16. Зона частичного плавления в мантии Восточной Камчатки.

1 – границы слоя высокой электропроводности (Мороз, 2009), 2-4 – кровля современной астеносферы по скоростным моделям для: 2 – юга полуострова, 3 – центра, 4 – севера (Гордиенко, 2010), 5 - расчетные глубины кровли очагов по концентрациям окислов алюминия и магния в молодых породах Восточной Камчатки

Первую ситуацию удобно рассмотреть на примере Восточной Камчатки (Гонтовая и др., 2006, Ермаков и др., 2006) – рис. 16. Здесь по АПГ после завершения собственно геосинклинального процесса имела место современная активизация, при которой местами часть материала из реликтовой астеносферы вынесена в кору, на его место опустилось относительно холодное эклогитизированное вещество коры. За прошедшее время оно расплавилось в астеносфере или опустилось глубже нее, температура в слое частичного плавления понизилась, кровля его в ряде районов региона несколько погрузилась по сравнению с уровнем около 50 км, существовавшим до активизации. Скоростная модель мантии региона сопоставлена с распределением скоростей сейсмических волн при температуре солидуса обычных пород мантии и эклогитов. Предполагается, что концентрация последних незначительна, они только понизили температуру солидуса, но не повысили скорость сейсмических волн. Кровля астеносферы оказывается на глубинах около 50-80 км. Отметим, что погрешности определения значений скоростей и температур вполне допускают и другую картину распределения зон частичного плавления вплоть до разделения астеносферы на два фрагмента: с кровлей на глубине около 40 км и 80-100 км. По результатам петрологического анализа пород (Фролова и др., 1989) очаги плавления, из которых на поверхность поступили молодые лавы Камчатки, располагаются в интервале глубин от 70±10 до 140±20 км. Интервал глубин высокой электропроводности в мантии Восточной Камчатки (в целом, как единого региона) располагается на глубинах 70-110 км (Мороз, 2009). По температуре Кюри титаномagnetитов



молодых пород Восточной Камчатки (Ермаков и др., 2006) можно наметить источники магм в коре (на 20-25 км) и в подкоровой мантии (60 км).

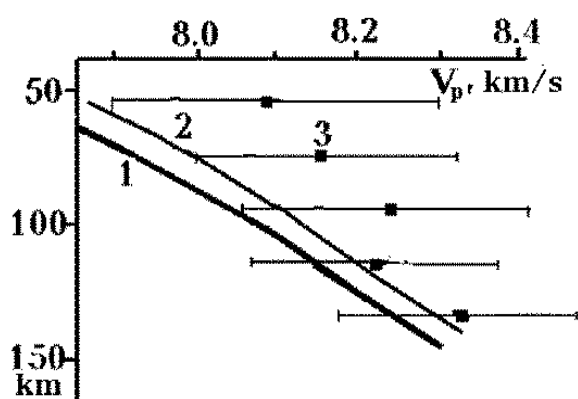


Рис. 17. Скорости продольных сейсмических волн в верхних горизонтах мантии нефтегазоносных зон современной активизации Северной Евразии (Pavlenkova et al., 2006).

1, 2 – распределение скорости при температуре солидуса: 1 – перидотита, 2 – с небольшой добавкой эклогита, 3 – средние значения скорости на разных глубинах и отклонения от них.

Глубина кровли очага, установленная по концентрациям окислов алюминия и магния в молодых вулканических породах, изменяется в довольно широких пределах (рис. 16). Но они отражают реальные изменения глубины поверхности астеносферы, в разной степени истощенной процессом современной активизации.

В рассмотренном примере участие эклогитов в процессах на глубинах 50-100 км неочевидно. Скорее всего, они успели опуститься глубже и именно там создают положительную скоростную аномалию. Для ее выявления на 50-100 км необходимо обратиться к более массовому материалу. Время начала событий в зонах современной активизации разных регионов, скорее всего, точно не совпадает, вполне вероятны небольшие вариации, в результате которых в одних случаях процесс достигнет стадии, показанной на Камчатке, в других – высокоскоростные эклогитизированные блоки только опустились в подкоровую часть мантии. Возникающее «скоростное разнообразие» не позволило выделить раздел на глубине около 50 км по скоростным моделям мантии Северной Евразии (Pavlenkova et al., 2006). При объединении всей информации по зонам современной активизации на этой территории видна достаточно выразительная картина (рис. 17). Несмотря на вероятность значительного прогрева подкоровой части мантии (во многих предполагаемых зонах современной активизации Северной Евразии тепловой поток практически не изучен и их существование установлено по менее надежным критериям, в основном – по нефтегазоносности) здесь распространены в том числе и большие значения  $V_p$ , часто выше платформенных. Это можно объяснить присутствием значительной концентрации эклогитизированных блоков. В случаях, когда они успели подплавиться, скорость сокращается до величин, указывающих на небольшую степень частичного плавления.

При значительном содержании эклогита и небольшой степени частичного плавления кривая 2 на рис. 17 смещается вправо.

В рассматриваемых зонах могут встречаться небольшие очаги частичного плавления на разных глубинах. Но проверить их соответствие расчетным пока практически нельзя. Из регионов с молодым магматизмом в приведенное обобщение попала только Камчатка.

Результаты проделанной работы демонстрируют совпадение (или близость) глубин и температур основных очагов магматизма в мантии под океанами и континентами. Для адвекционно-полиморфной гипотезы этот единственно возможное распределение. Дело в том, что максимальная глубина, с которой мантийные магмы могут выноситься на поверхность или под кору, лимитирована изменением знака контраста плотности между жидкой и твердой фазой при совпадающем составе (200-250 км). А состав выплавов на такой глубине (в отличие от меньших глубин) чаще близок к составу пород.

## **ВЫВОДЫ**

Представления о ранней истории Земли, включающие аккрецию, нагревание самоуплотнением и ударами метеоритов, а затем – дифференциацию позволяют уверенно допустить существование магматического океана большой глубины. Его остывание (с формированием остаточной глобальной астеносферы) приводит к температуре тектоносферы на уровне солидуса, последующая тепловая эволюция поддается довольно точному расчету. Сейчас он выполнен для современных докембрийских платформ. Необходимыми оказываются периодические выбросы энергии в приповерхностную часть тектоносферы, происходящие в виде перемещений квантов тектонического действия и объединяющих их более крупных астенолитов. На этой стадии гипотетическая схема уже допускает количественный контроль различными геолого-геофизическими методами. Из нее, в частности, следует прогноз закономерного размещения очагов мантийного магматизма. Он подтвердился на практически глобальном материале вместе с предположением о возможности небольшой степени частичного сухого плавления мантийных пород при уровне солидуса, заметно ниже принятого во многих работах.

Естественным с точки зрения АПГ представляется и результат, указывающий на неизменность глубин кровель очагов в ходе геологической истории.

## 5. ТЕПЛОВАЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПЛАТФОРМ

Приведенная в предыдущих разделах и статьях (Gordienko, 2015a, b, c) информация об источнике энергии глубинных процессов и формах тепломассопереноса позволяет рассмотреть тепловую эволюцию тектоносферы (и ее проявлений в приповерхностной зоне, доступной для наблюдения) для всей геологической истории (последних примерно 4.2 млрд. лет жизни Земли). Она зависит от уровня теплогенерации (ТГ) в верхней мантии. Для проведения расчетов был выбран минимальный уровень  $TG = 0.04 \text{ мВт/м}^3$ , характерный в настоящее время для верхней мантии континентальных платформ. Причина - в возможности детального независимого контроля результатов. На щитах платформ эрозией вскрыты магматические и метаморфические породы различного возраста, что позволяет проследить последовательность активных событий в максимальном возрастном диапазоне. В регионах с другими уровнями ТГ – океанах и геосинклинальных поясах – таких данных мало, контроль не может быть полным.

Для описания объекта исследований автор не использует термин «кратон», представляющийся ему неудачным, так как подразумевает тектоно-магматическую пассивность в фанерозое. В действительности активизации во всех регионах, обозначаемых этим термином, периодически происходили. Применяемый автором термин «докембрийская платформа» (далее для краткости просто «платформа») указывает только на отсутствие на территории фанерозойских геосинклиналей. Щиты – части платформ, почти или полностью лишённые фанерозойского осадочного чехла.

### СХЕМА РАСЧЕТА

В основу модели тепловой эволюции мантии региона в докембрии положено представление о начальном распределении температуры (Т) тектоносферы примерно 4.2 млрд. лет назад (отвечающей Т солидуса, в интервале глубин 50-450 км:  $T_c = 1,013 + 3.914N - 0.0037N^2$ , где N – глубина в км). Последующие изменения Т связываются с кондуктивным охлаждением через поверхность, выделением радиогенного тепла (изменяющейся во времени интенсивности, современный уровень –  $0.8 \text{ мВт/м}^3$  на глубинах 0-21 км,  $0.36 \text{ мВт/м}^3$  на 21-42 км,  $0.04 \text{ мВт/м}^3$  примерно на 42-500 км и  $0.004 \text{ мВт/м}^3$  на 450-1,500 км) и выносом тепла к поверхности адвективным путем во время активизаций. Вещество перемещалось в виде квантов тектонического действия (КТД) диаметром  $60 \pm 10$  км. Минимальные разделяющие их временные интервалы составляли первые десятки млн. лет. Геосинклинальному и рифтовому процессам отвечало перемещение трех КТД. В первом случае перегретое вещество поступало вначале на глубины 150-200 км, затем – 100-150 км, в конце – 50-100 км. На смену ему опускался относительно холодный материал из соответствующего интервала глубин. Последний акт тепломассопереноса сопровождался внедрением частично расплавленного вещества в количестве, эквивалентном слою мощностью 7-8 км, в кору. В подкоровую астеносферу опускались эколгитизированные основные породы коры. Интервал глубин внедрения – 20-40 км. При рифтовом процессе последовательность изменения глубин остановки поднявшихся КТД была обратной геосинклинали: вначале вторжения на глубины 50-100 км (и внедрения в кору), затем – 100-150 км и 150-200 км. При одноактной активизации перемещения совпадали с первым этапом рифтогенеза.

Изучение состава магматических пород щитов (Gordienko, 2015c и др.) показало, что глубины кровли астеносферы в ходе активных процессов докембрия, как и следовало из результатов моделирования, изменяются так же, как в геосинклиналях и рифтах фанерозоя. Именно в этом смысле древним процессам были приписаны обозначения «геосинклиналь» и «рифт», тектонические последствия этих событий в приповерхностной зоне могли быть и иными, чем в фанерозое.

Выбор варианта активного процесса связывался с видом предшествующей тепловой модели. Если перед его началом температура превышала Т солидуса в большом интервале глубин ниже 200км, ситуация считалась подходящей для возникновения внутриастеносферной

конвекции и геосинклинального процесса. При этом учитывалось наличие сверхадиабатического градиента в астеносфере или ее части. Именно такая часть астеносферы считалась пригодной для конвективного перемешивания вещества и подготовки всплывающего вверх астенолита. Если астеносфера перед началом активного процесса была менее мощной, условия считались подходящими для рифтогенеза или одноактной активизации. Вынос вещества при рифтовом процессе осуществлялся из астеносферы или ее части мощностью около 50-100 км. В случае отсутствия астеносферы или ее незначительной (менее 50 км) мощности ситуация считалась непригодной для начала активного теплопереноса, расчет (подразумевающий только эволюцию фона и сглаживание возникших прежде аномалий T) продолжался до момента формирования необходимых условий.

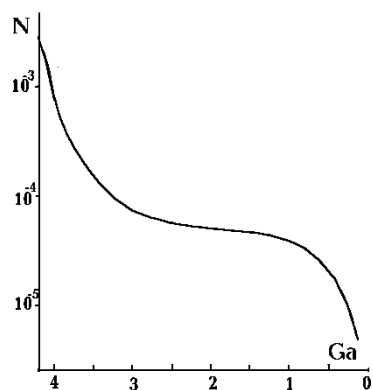
Геологические данные об истории активных процессов в докембрии на территории Украинского (УЩ) и Балтийского (БЩ) щитов показывают (Гордиенко и др., 2005, Гордиенко, 2009а), что около 3.0-3.5 млрд. лет назад они одновременно или почти одновременно охватывали всю территорию щита или значительную ее часть. Естественно, синхронные активизации различались по типу. Это неизбежно вследствие выявленных на щитах заметных различий в теплогенерации пород коры и мантии, достигающих примерно 20% (Гордиенко и др., 2005 и др.). Хотя достоверной эта величина представляется только для пород коры. Вариации мантийной ТГ такой интенсивности обоснованы слабее. Конечно, перечисленные данные неполны, но можно утверждать, что высказанное предположение, по крайней мере, не противоречит известным фактам. Потом появились зоны шириной порядка 100 км (и, возможно, существенно большей длины), рядом с которыми при их активизации сохранялся «тектонический и магматический покой». Момент такого изменения геометрии активных регионов при построении тепловой модели не был задан заранее, он определен по ходу расчета. Установлено, что продолжение «территориально-всеохватывающей» активности становится невозможным при принятой ТГ примерно 2.5 млрд. лет назад, т.е. с началом протерозоя.

Вычисления проводились в несколько этапов, использовались решения прямой задачи геотермии, приведенные, в частности, в работе (Гордиенко и др., 2005).

1. При расчете изменения начального распределения T за счет кондуктивного охлаждения через поверхность использовалось обычное выражение для остывающего полупространства. Тестовые расчеты показали, что для анализа модели тектоносферы достаточно учесть температуру в слое мощностью около 1,500 км.

2. Полученное распределение T для каждого момента дополнялось эффектами четырех одномерных изменяющихся во времени радиогенных источников тепла: а) верхней части коры, б) нижней части коры, в) верхней мантии и г) нижней мантии. Изменение теплогенерации в каждом из слоев во времени учитывалось разбиением периода расчета на интервалы с выдержанной в их пределах ТГ. Их длина увеличивалась с приближением к современности, что обусловлено экспоненциальной зависимостью концентраций радиоактивных элементов от времени.

3. На полученные фоновые модели накладывались результаты адвекционных перемещений вещества в каждом активном эпизоде истории региона.



4. Эффекты источников тепла, возникающих при перемещении фронта полиморфного перехода, вычислялись как связанные с теплогенерацией в преобразованном слое.

5. На начальной фазе вычислений учитывалось отличие температуры поверхности Земли от современной.

Рис. 1. Изменение интенсивности метеоритной бомбардировки поверхности в истории Земли по (Ранняя..., 1980). Данные для 3-4 млрд л – для Луны. N – количество кратеров с диаметром более 4-х км на 1 км<sup>2</sup>.

6. Предпринималась попытка учета влияния бомбардировки поверхности крупными метеоритами (см. ниже).

Мощность земной коры считалась изменяющейся в начальной части рассматриваемого временного интервала. Как будет показано ниже, вначале существование коры с мощностью, сопоставимой с современной, кажется маловероятным по термическим соображениям (даже без учета вероятной бомбардировки поверхности крупными метеоритами, резко сократившейся только 3.8 млрд. лет назад (Ранняя..., 1980)).

По петрологическим данным первичная земная кора (около 4 млрд. лет назад) имела близкий к современному состав и мощность около 20 км (Ранняя..., 1980), но еще не была устойчивой и дифференцированной сходным с современной корой образом. Время перехода к современной коре при первых тестовых расчетах было принято равным 3.8 млрд. лет назад. В пользу этого выбора можно привести следующие сведения. В Китае описаны основные гранулиты, сформировавшиеся 2.5 млрд. л. назад на глубине подошвы коры – 42 км ( $T = 850^{\circ}\text{C}$ ), т.е. кора уже имела современную мощность (Геохимия..., 1987). Позднеархейские гранулитовые породы Индийского щита (возрастом около 2.8 млрд. лет) сформировались в коре на глубинах от 18 до 28-30 км ( $T = 600\text{-}800^{\circ}\text{C}$ ) (Геохимия..., 1987). Среди архейских пород УЩ (возрастом до 3-3.5 млрд. лет) встречаются основные гранулиты, образовавшиеся в коре на глубине до 35 км (Щербак, 2003 и др.). Гранулиты, возникшие в нижней части мощной коры (сопоставимой по мощности с современной) на севере Балтийского щита, имеют возраст около 3,5 млрд. лет (Ранняя..., 1980), Наиболее древние известные породы щитов разных континентов Земли (возрастом 3,7-3,8 млрд. лет) явно принадлежат к достаточно развитой континентальной коре, хотя и не прошедшей дифференциацию на кислую верхнюю и основную нижнюю части (Геохимия..., 1987), На УЩ "Ко времени 4.2 млрд. лет уже существовала мощная кора, которая могла обеспечить гранулитовый метаморфизм" (Clark et al., 1988, p.281). Архейская кора, скорее всего, значительно не отличалась от современной по среднему составу, но включала кислые и основные породы мантийного происхождения, не переработанные анатектическими процессами. Вероятно, и теплогенерация в ней не изменялась так радикально с глубиной, как в современной. Но на рассчитываемых температурах мантии это отличие существенно не сказывается.

При расчете момент появления коры современного облика не был закреплен, рассматривались различные варианты, при которых в период до возникновения и стабилизации коры та или иная часть содержащихся в ней радиогенных источников тепла распределялась в верхних горизонтах мантии мощностью в несколько десятков километров (Ранняя..., 1980 и др.). Изменение момента появления (и сохранения на протяжении всей остальной истории щита) современной земной коры обусловило лишь некоторые вариации вида моделей вблизи этого времени. В распределении температур в тектоносфере в период через 100-200 млн. лет после стабилизации коры этот эффект заметно не проявляется.

Использовалось одно значение температуропроводности пород -  $7 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$  и объемной теплоемкости –  $4.2 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^3 \cdot ^{\circ}\text{C}$ , обоснованные ранее (Гордиенко, 1998 и др.). Тестовые вычисления для заметно больших величин показали, что при их применении тепловые запасы мантии истощаются слишком быстро, это делает невозможным активные процессы уже в протерозое.

Имеющиеся в литературе данные о повышенной температуре поверхности Земли в архее довольно неопределенны. Общепризнано, что превышение достигало значительной величины, но его интенсивность и временные рамки аномалии оцениваются по-разному. При расчетах было принято предположение, что температура, близкая к современной (по крайней мере, ниже  $100^{\circ}\text{C}$ ), установилась после сокращения интенсивной бомбардировки поверхности крупными метеоритами около 3.8 млрд. лет назад. В период 4.2-4.0 млрд. лет назад она составляла около  $500^{\circ}\text{C}$ , затем постепенно сократилась до  $100\text{-}200^{\circ}\text{C}$  (Ранняя..., 1980 и др.). Хотя не исключен и другой вариант: «Существование осадочных пород и, следовательно, жидкой воды очевидно начиная с 3.8 млрд. лет» (Taylor et al., 2004, p.359). Как показали последующие расчеты (см. ниже), температуры в верхней тектоносфере при любом из вариантов превышают солидус. В этом смысле не имеет значения и влияние бомбардировки поверхности Земли крупными

метеоритами, тепловой эффект которой добавлялся к уже и так периодически подплавляющейся коре и верхним горизонтам мантии.

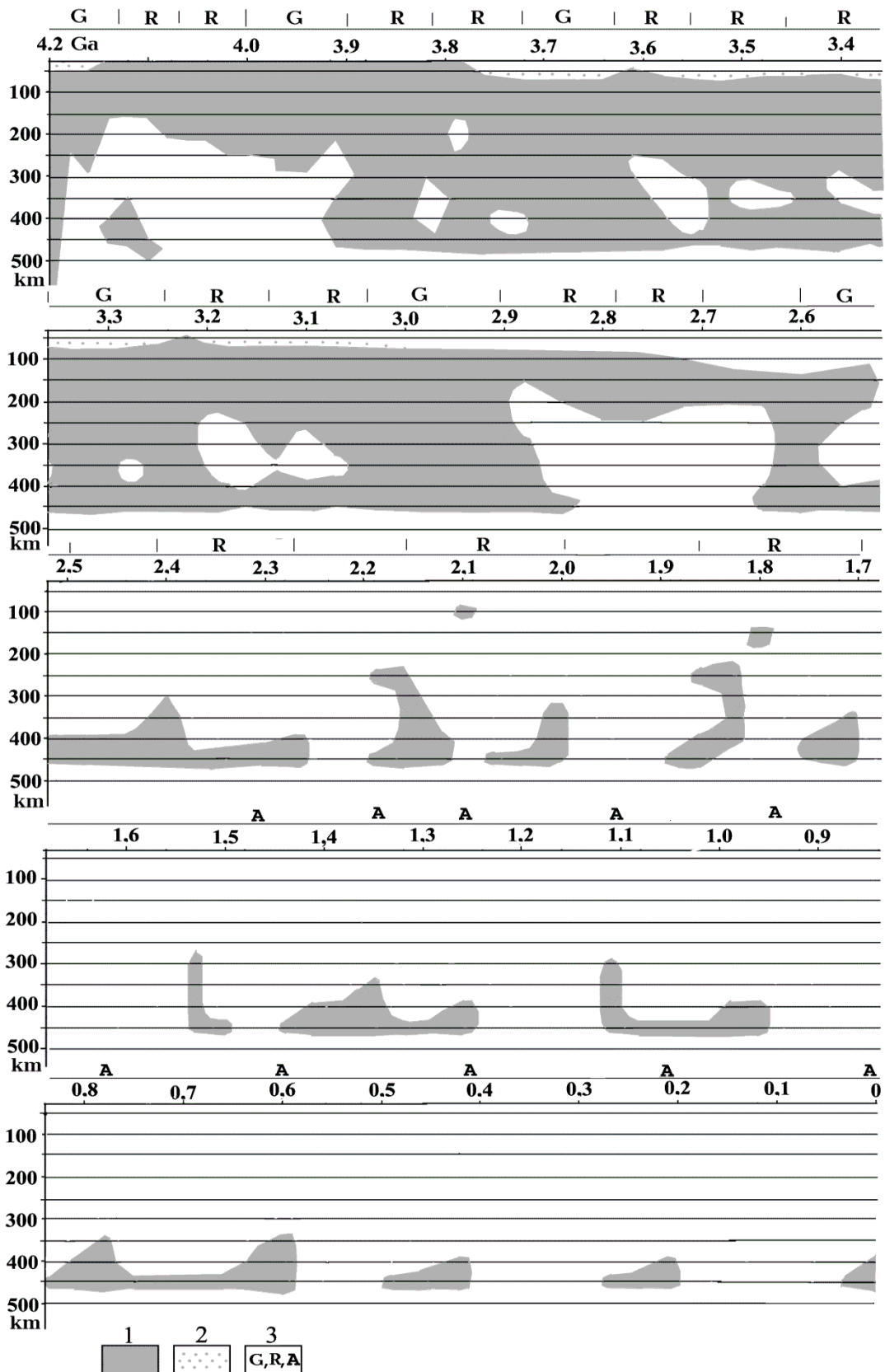


Рис. 2. Эволюция астеносферы при платформенной ТГ в коре и верхней мантии. 1 – астеносфера, 2 – верхняя часть астеносферы для «мокрой» мантии, 3 – типы эндогенного режима (G – геосинклинальный, R – рифтовый, A – одноактной активизации).

До стабилизации коры и понижения температуры поверхности значительная часть воды еще находилась в мантии, что сокращало температуру ее солидуса на 150-200<sup>0</sup>С до глубины около 150 км. Момент перехода к «сухой» мантии необходимо учесть при расчетах для определения кровли астеносферы. «Одним из самых замечательных свидетельств, которые дают нам горные породы, является очевидное сходство процессов эрозии и осадконакопления на протяжении последних 3 млрд. лет» (Гаррелс и др., 1974, с.62). Т.е. к этому моменту мантия уже потеряла основную часть воды, на поверхности водный режим был похож на фанерозойский, возможно, это произошло раньше (см. выше). По геологическим данным для щитов момент перехода к обычной седиментации можно и отодвинуть, ориентируясь на возраст наиболее древних осадочных пород – примерно в интервале 3.0-3.5 млрд. лет.

Сведения о количестве энергии, выделяющейся или поглощающейся при уплотнении или разуплотнении пород в связи с полиморфным преобразованием на подошве верхней мантии, позволяют оценить эффект при переходе оливина в минерал со структурой шпинели в  $5 \cdot 10^7$  Дж/м<sup>3</sup> (Гордиенко, 1998). Влияние такого источника на температуру вышележащей среды оказывается исчезающе малым на расстоянии в первые десятки км от фронта перехода, а на самом фронте не превышает первых десятков градусов. Вариации Т едва ли превышают погрешность расчета, связанную с неточностью используемых значений тепловых свойств пород тектоносферы.

### РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Стартовая тепловая модель соответствует условиям для начала геосинклинального (в указанном выше смысле) процесса. В перемещение вовлекается вещество в интервале глубин 200-500 км. После завершения цикла условия отвечают началу рифтового процесса, затем – еще одного, после которого условия вновь оказываются подходящими для геосинклинали и т.д.. Последовательная цепочка активных процессов на территории всего щита и сокращение теплогенерации приводят к истощению тепловых запасов мантии. Продолжение «территориально-всеохватывающей» активности становится невозможным примерно 2.5 млрд. лет назад. Более близкие к современности активные события считались происходящими в пределах сравнительно узких полос шириной около 100 км, за пределами которых на значительном расстоянии отсутствовал синхронный теплоперенос в мантии.

Для адвекционного выноса энергии из тектоносферы за период 4.2-0 млрд. лет понадобилось 70 актов теплопереноса.

Возможно, проведенное моделирование не отражает единственный осуществимый вариант количества и последовательности активных процессов в тектоносфере щита. Были рассмотрены по несколько разновидностей схем процесса с разными тепловыми свойствами среды и разным выбором характера процесса в моменты, когда тепловая модель не позволяла однозначно предпочесть геосинклинальный или рифтовый тип эндогенного режима, когда можно было начинать его или продлить время «тектонического покоя» для более полного «созревания» условий для последующего теплопереноса. Во всех случаях картина получалась принципиально той же.

Результаты моделирования представлены на рис. 2 в виде эволюции астеносферы и в таблице 1, где показаны изменения Т для разных частей геологической истории платформы. На горизонтальной шкале рисунка - время появления модели данного вида в млрд л.

Таблица 1. Эволюция температуры в верхней мантии платформы

Н,км	Т (°С) для t (млрд л)										
	4.2	4.1	4.0	3.9	3.8	3.7	3.6	3.5	3.4	3.3	3.2
50	1,200	1,400	1,210	1,310	1,260	1,050	1,220	1,060	1,170	960	1,100
100	1,370	1,650	1,620	1,530	1,560	1,510	1,610	1,570	1,570	1,460	1,620
150	1,510	1,550	1,680	1,620	1,640	1,770	1,740	1,810	1,760	1,780	1,770
200	1,650	1,470	1,710	1,680	1,630	1,860	1,740	1,840	1,800	1,890	1,720
250	1,760	1,640	1,760	1,750	1,760	1,880	1,720	1,810	1,800	1,890	1,730
300	1,850	1,740	1,820	1,840	1,880	1,910	1,860	1,820	1,810	1,910	1,790
350	1,930	1,770	1,860	1,930	1,930	1,950	1,980	1,890	1,890	1,950	1,850
400	1,980	1,910	1,890	1,980	1,990	2,010	2,060	2,020	2,020	2,010	1,990
450	2,020	2,060	1,940	2,050	2,080	2,100	2,130	2,100	2,100	2,070	2,090
500	2,310	2,310	2,160	2,190	2,200	2,210	2,210	2,210	2,210	2,200	2,200
Н,км	3.1	3	2.9	2.8	2.7	2.6	2.5	2.4	2.3	2.2	2.1
50	1,030	890	960	960	900	800	910	790	800	820	1,030
100	1,520	1,390	1,450	1,460	1,350	1,230	1,300	1,200	1,190	1,220	1,380
150	1,740	1,730	1,550	1,730	1,580	1,520	1,510	1,440	1,460	1,470	1,490
200	1,780	1,870	1,660	1,780	1,660	1,680	1,620	1,580	1,610	1,630	1,590

250	1,750	1,890	1,780	1,760	1,740	1,770	1,720	1,740	1,730	1,760	1,660
300	1,800	1,920	1,890	1,790	1,820	1,860	1,820	1,850	1,800	1,840	1,720
350	1,910	1,950	1,960	1,820	1,870	1,930	1,910	1,930	1,880	1,920	1,850
400	2,010	2,040	2,020	1,880	1,950	2,000	2,010	2,040	1,970	1,960	1,890
450	2,070	2,070	2,060	1,960	2,000	2,050	2,050	2,070	2,070	2,020	1,970
500	2,190	2,180	2,150	2,130	2,120	2,120	2,120	2,150	2,150	2,130	2,130
H,км	2.0	1.9	1.8	1.7	1.6	1.5	1.4	1.3	1.2	1.1	1.0
50	750	730	840	710	700	880	680	760	800	650	650
100	1,180	1,150	1,330	1,150	1,130	1,250	1,100	1,150	1,200	1,060	1,070
150	1,440	1,430	1,550	1,430	1,400	1,400	1,380	1,370	1,410	1,360	1,360
200	1,600	1,600	1,620	1,620	1,600	1,580	1,570	1,550	1,550	1,560	1,560
250	1,730	1,750	1,690	1,740	1,730	1,720	1,710	1,680	1,710	1,730	1,690
300	1,820	1,820	1,740	1,830	1,820	1,700	1,800	1,730	1,810	1,860	1,800
350	1,930	1,900	1,860	1,940	1,870	1,780	1,890	1,700	1,860	1,930	1,890
400	2,000	1,960	1,930	2,020	1,930	1,860	1,980	1,960	1,850	2,000	1,990
450	2,070	2,020	1,990	2,060	1,970	2,020	2,200	2,070	1,920	2,040	2,070
500	2,150	2,130	2,120	2,160	2,100	2,140	2,160	2,200	2,140	2,170	2,200
H,км	0.9	0.8	0.7	0.6	0.5	0.4	0.3	0.2	0.1	0	
50	750	610	660	570	650	840	590	520	570	510	
100	1,160	1,030	1,070	980	1,060	1,180	1,000	930	1,000	920	
150	1,370	1,330	1,340	1,290	1,320	1,310	1,300	1,250	1,280	1,240	
200	1,550	1,540	1,520	1,510	1,510	1,500	1,500	1,480	1,480	1,470	
250	1,700	1,700	1,660	1,670	1,680	1,690	1,670	1,670	1,640	1,670	
300	1,800	1,820	1,750	1,810	1,790	1,800	1,800	1,830	1,760	1,830	
350	1,820	1,910	1,840	1,930	1,850	1,750	1,860	1,920	1,830	1,920	
400	1,850	1,980	1,950	2,020	1,900	1,690	1,910	1,990	1,880	1,980	
450	1,980	2,050	2,060	2,090	2,000	1,830	2,000	2,100	1,990	2,060	
500	2,160	2,170	2,190	2,190	2,150	2,140	2,140	2,160	2,120	2,150	

Необходимо отметить, что изображенные на рис. 2 результаты моделирования представляют значительно сглаженную картину изменения глубин кровли и подошвы астеносферы. Они отражают ситуацию, сформировавшуюся через 10-40 млн. лет после момента теплопереноса. Непосредственно после него на завершающем этапе развития геосинклинали и начальном – рифта кровля слоя частичного плавления поднималась до подошвы коры, в центральной части коры также возникал слой частичного плавления пород амфиболитовой фации метаморфизма. В некоторых случаях ограниченному плавлению подвергались и породы нижнего (основно-гранулитового) слоя коры. Подошва астеносферы также была значительно приподнята непосредственно после очередного акта теплопереноса по сравнению с представленной на рис. 2.

Следует сделать замечания по поводу коровой части модели. Хотя она не является основной целью расчета, но тесно связана с мантийной частью и отражает детали процесса, поддающиеся контролю геологическими данными.

Возможность многократного (в рассматриваемой схеме происходящего 30 раз) коро-мантийного обмена обусловлена тем, что эклогитизируемые и погружающиеся в мантию основные породы коры заменяются близкими по химическому составу выплавками из мантии. Таким образом, создаются условия для повторения процесса.

Более подробный анализ событий в коре (Гордиенко, 1998, Гордиенко и др., 2005 и др.) показывает, что перегретое мантийное вещество не концентрируется в виде единого слоя, а распределяется в интервале глубин 20-42 км с увеличивающейся вниз концентрацией. В среднем слое коры она составляет в среднем 25%, в нижнем – 50%. В такой модели (подобранной в соответствии с результатами интерпретации аномалий теплового потока зон молодой активизации Украины) плавление пород амфиболитовой фации метаморфизма ограничено следующими рамками. Оно возможно от глубины, где превышает температура их солидуса (600-650°C на 10 км и глубже, рост до 950°C к поверхности) до подошвы переходного слоя, еще содержащего в ограниченном количестве такие породы. На щитах эта граница в настоящее время находится в среднем на 30 км (Гордиенко и др., 2005 и др.). Для типичного развития теплового процесса верхняя граница зоны частичного плавления в коре не поднимается выше 18-20 км. На меньших глубинах могут встречаться породы,



представляющие собой результат вторжений в верхние горизонты коры магмы кислого и среднего состава из слоя на 20-30 км. Существуют сравнительно краткие периоды в пределах геосинклинального и рифтового циклов активности, когда температура солидуса (до 1,050-1,100°C) превышает в нижней (основно-гранулитовой) части коры. Этому явлению должен соответствовать магматизм иного (менее кислого, плагиогранитного и сиенитового) состава.

В архее (до появления сухой основной гранулитовой нижней коры) очаги плавления кислой составляющей могли быть распространены глубже 30 км.

Рассмотрим несколько подробнее основные результаты моделирования в мантии.

1. Расчет температур вначале был выполнен без учета аномальной температуры поверхности в период 3.8-4.2 млрд. лет назад и метеоритной бомбардировки. Тем не менее оказалось, что температуры солидуса превышены в пределах всей коры или значительной ее части. Если добавить влияния высокой  $T$  поверхности и метеоритной бомбардировки, существование стабильной земной коры в этот период становится тем более сомнительным. Хотя распространение на щитах кластических древних (возрастом до 4.5 млрд. лет) цирконов говорит о том, что полностью кора не исчезала.

2. Кровля астеносферы в период от 3.8 до 3.5-3.0 млрд. лет назад была, вероятно, приподнята по сравнению с характерной для «сухой» мантии. Возможно, часто подплавлялась и нижняя часть коры.

3. В период 1.7-2.3 млрд. лет назад в тектоносфере щита чередование геосинклинальных и рифтовых режимов сменяется режимами одноактных активизаций, по содержанию отвечающих первой стадии рифтогенеза. Отличие в том, что при рифтогенезе вещество поступает из более мощной астеносферы. Это время можно считать периодом перехода к платформенному развитию.

4. В течение периода 4.2-1.7 млрд. лет назад наблюдается определенная закономерность чередования типов эндогенного режима в тектоносфере будущей платформы. Она заключается в том, что за геосинклинальным циклом следуют два или (реже) три рифтовых. В рассмотренном варианте (рис. 2) оказались два случая (из шести проанализированных), когда после геосинклинального цикла прошло три рифтовых. Возможно, появлению такой особенности модели способствовал не совсем точный выбор момента появления коры щита современного облика (3.8 млрд. лет назад) и сложность выбора типа режима в конце периода.

Полученный результат говорит о существовании в глубоком докембрии (4.2-1.7 млрд. лет назад) «больших циклов» протяженностью, в основном, в 0.2-0.4 млрд. лет, включающих по 9-12 единичных актов тепломассопереноса в тектоносфере. В фанерозое такие «большие циклы» отсутствуют. Вероятно, этим отличается «пермобильная стадия» развития тектоносферы от последующей.

5. Время, разделяющее акты тепломассопереноса в рамках геосинклинальных, рифтовых, а затем – активизационных процессов, значительно увеличивается в ходе геологической истории щита. По результатам расчетов вычислены средние величины  $\Delta t$  в интервалах времени 4.2-4.0, 4.0-3.5, 3.5-3.0, 3.0-2.5, 2.5-2.0, 2.0-1.5, 1.5-1.0, 1.0-0.5 и 0.5-0 млрд. лет назад. Полученная зависимость неплохо согласуется с установленной по геологическим данным для УЩ (Гордиенко и др., 2005).

Процессы в геосинклиналях и рифтах отвечают величинам  $\Delta t$  20-90 млн. лет, т.е. принципиально не отличаются от характерных для фанерозоя. Разница в том, что в фанерозое циклы активности разделены значительными временными интервалами тектонического покоя, а в глубоком докембрии они следуют один за другим без перерывов или почти без перерывов. Перерывы появляются 2,4-1,7 млрд. л. назад. В платформенный период значения  $\Delta t$  растут до 100-250 млн. лет, что отмечается многими исследователями Украинского щита (Щербак и др., 2004 и др.).

6. Современная тепловая модель тектоносферы щита (рис. 2) обнаруживает условия для очередного активного процесса. Такой результат не планировался заранее, он получен как следствие всей предшествующей тепловой истории. Конечно, готовность к активизации (которой предшествовала в модели киммерийская по возрасту активизация – рис. 2) получена именно для блока щита, в котором события развивались рассмотренным образом. В соседних блоках ситуация может быть иной.

7. При анализе магматизма щита в период 1.7 – 4.2 млрд. лет назад, когда происходит практически весь вынос мантийных выплавов и флюидов в кору и на поверхность, распределение магматических очагов у кровли очередного КТД или астеносферы оказывается неравномерным по глубине. Примерно 10% сосредоточено на глубине около 150 км, 35% -

около 50 км и 55% -  $100 \pm 25$  км. Именно в последнем интервале глубин происходят, вероятно, максимальные изменения состава, вызванные выносом некогерентных элементов мантии и переработкой ее вещества флюидами.

8. Расчет тепловых моделей проведен до глубины 1,000 км. Из его результатов следует, что, в отличие от временного появления в тектоносфере щита в протерозое и фанерозое только маломощной астеносферы, глубже зоны полиморфных преобразований она продолжает существовать в полном объеме. Общее остывание Земли через поверхность и охлаждающее влияние тепломассопереноса в верхней мантии ее затрагивает, но даже незначительная теплогенерация практически компенсирует эти эффекты. Выявленный объект имеет глобальное распространение и подтверждается геоэлектрическими данными, в том числе и на УЩ (Gordienko, 2015c и др.).

Вывод о невозможности существования стабильной коры 4.2-3.8 млрд. лет назад получен при моделировании с полной определенностью. Поэтому не удивительно, что на щитах всех континентов до сих пор не обнаружены значительные фрагменты коры возрастом более 3.8 млрд. лет. В заметном количестве они и не должны сейчас встречаться, хотя более древняя кора временами и появлялась и не исключено, что ее блоки просто не выходят на поверхность. «Наблюдаемые геологические свидетельства на Земле имеют возраст не более 3.8 млрд. лет, хотя наличие зерен циркона с возрастом 4,1 млрд. лет указывает на существование более древних пород коры» (Taylor et al., 1988, p.343)

Геологическими данными подтверждается расположение в коре основного интервала глубин образования кислой магмы. «... мигматизация ...прекращается при переходе к гранулитовой фации...зарождение гранитов в большинстве случаев приурочено к средней части коры (20-25 км)» (Геохимия..., 1987, с.202, 246). "Предполагается, что они (граниты - авт.) выплавлялись на глубинах 15-20 км" (Щербаков, 2005, с.224).

Однако многочисленные вторжения кислой и средней магмы, происходившие в докембрии, приводили к тому, что в периоды активизаций характерная для нее температура ( $600-650^{\circ}\text{C}$ ) распространялась местами гораздо ближе к поверхности, достигая глубины 10 км, выше которой температура солидуса быстро увеличивается. Такая модель оказалась необходимой, в частности, при изучении ситуации, сложившейся в последние миллионы лет в коре Закарпатского прогиба (Гордиенко и др., 2005). Подобные события отражаются в наличии "...горизонтальной метаморфической зональности" (Щербаков, 2005, p.250) у гранитных куполов УЩ. Фиксируются они и тем, что "... в метаморфических толщах температура нарастает быстрее, чем на выступах гранитного фундамента" (Щербаков, 2005, с.253). Если учесть этот дополнительный (внутрикоровый) этаж адвекции, наличие которого практически не сказывается на температурах мантии, расчетные температуры в коре в период 3.5-1.0 млрд. лет назад для моментов после мантийных вторжений охватывают диапазон, показанный в работе (Gordienko, 2015b). С ним сопоставлены данные по P-T-условиям метаморфизма в коре щитов мира, фиксирующие ситуации при максимальном прогреве коры. Они согласуются с расчетными.

Описанный выше обмен веществом основного состава между корой и верхней мантией, необходимый для реализации адвективного выноса тепла, очень значителен. После стабилизации коры (3.8 – 0 млрд. лет назад) произошло 26 актов обмена, т.е. в кору и обратно переместилось количество вещества, эквивалентное слою мощностью 210-260 км (средняя плотность основных пород коры и эцлогитов близка к средней плотности перегретых пород верхней мантии –  $3.25$  и  $3.45$  г/см<sup>3</sup> соответственно). По данным (Ранняя..., 1980, Геохимия..., 1987) в формирование коры вовлечен слой мантии  $255 \pm 45$  км. Поскольку концентрация легкоплавкой «базальтовой составляющей» мантийного пиролита оценивается в 10-15%, можно допустить, что за указанное время она несколько раз побывала в составе коры. Различия в составе основных пород мантийного происхождения (щелочных и толеитовых базальтов) и эцлогитов (или основных гранулитов, из которых формируются погружающиеся в мантию эцлогиты) указывают на то, что и после стабилизации коры продолжается процесс ее обогащения Fe, Ti, Ca, Si (таблица 2). Продолжается и вынос радиогенных источников тепла в кору.

Конечно, приведенные данные неточны, не учитывают изменения состава при переходе от основных гранулитов к эцлогитам, вклада газовой-флюидной составляющей базальтового магматизма и пр.. Например, для эцлогита из нижней части коры Центрального массива Франции (Taylor et al., 1988) состав заметно отличается от принятого в таблица 2 ( $\text{SiO}_2$  – 48,  $\text{TiO}_2$  – 1,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 18,  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 7,  $\text{MgO}$  – 8,  $\text{CaO}$  – 11,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2,  $\text{K}_2\text{O}$  – 0.5%). А в мантии

Памира представлены эколгиты составом:  $\text{SiO}_2$  – 43.4,  $\text{TiO}_2$  – 1.8,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 15.6,  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 13.5,  $\text{MgO}$  – 6.3,  $\text{CaO}$  – 11.8,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2.6,  $\text{K}_2\text{O}$  – 1.4% (Дмитриев и др., 1983). Т.е. можно наметить только общее направление изменений по основным компонентам состава.

Таблица 2. Составы типичных базальтов и гранулитов коры щитов.

Окисел	Содержания (в %)			Окисел	Содержания (в %)		
	Базальт	Гранулит	$\Delta$		Базальт	Гранулит	$\Delta$
$\text{SiO}_2$	49	48.5	0.5	$\text{MgO}$	8	10	-2
$\text{TiO}_2$	2.5	1	1.5	$\text{CaO}$	10.5	9.5	1
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14	16.5	-2.5	$\text{Na}_2\text{O}$	2	2.5	-0.5
$\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$	12	10	2	$\text{K}_2\text{O}$	1	1	0

Частично этот вывод подтверждается данными по УЩ (Гордиенко и др., 2005). Показано, что от активизации к активизации в рамках одного из циклов развития Приазовского блока мантия обогащается  $\text{MgO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , обедняется  $\text{SiO}_2$ . С другой стороны, фиксируется обеднение мантии натрием, стабильное содержание кальция и железа.

Вне периодов активизаций в рифее-фанерозое (последние 1-1.5 млрд. лет) температуры в верхней мантии стабилизируются, изменяясь на разных глубинах только на несколько десятков градусов (до  $\pm 70^\circ\text{C}$  на глубинах 100-200 км при обычной ТГ). В фанерозое различия еще меньше. Это подтверждает правильность использования единой тепловой модели, предшествующей активным процессам фанерозоя (Гордиенко и др., 2005, Gordienko, 2015b и др.).

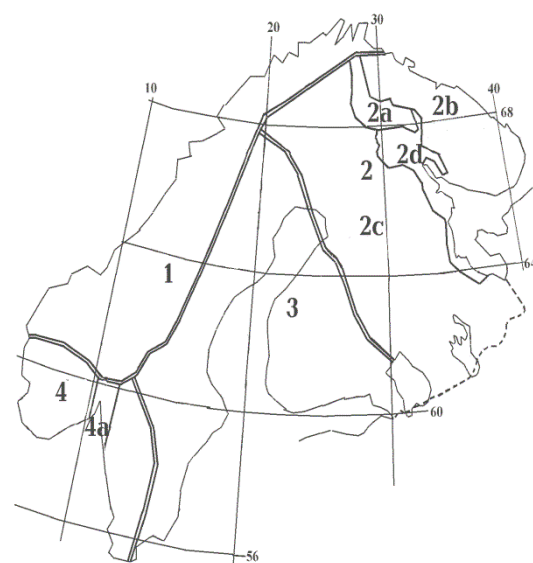
Проведенное моделирование глубинных процессов и тепловой эволюции тектоносферы показало, что на достигнутом уровне изученности проблемы, несмотря на неточность информации о многих необходимых для расчета параметрах, вполне возможно получение довольно определенных результатов. Удалось показать, что при принятой схеме глубинных процессов и уровне радиогенной теплогенерации получаются тепловые модели, отвечающие многим геологическим данным для щитов. Но главная проверка модели – сравнение полученных результатов с данными о возрастах активизаций на платформах.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ МОДЕЛЬНЫХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Отбор материала по датировкам пород платформ (практически – щитов), пригодного для сравнения с результатами моделирования, оказывается непростым. Одна из главных трудностей – отмеченная выше ситуация, складывающаяся в протерозое, когда синхронно существуют активные и пассивные блоки. Их появление связано, вероятно, с небольшими различиями ТГ пород мантии, в связи с которыми условия для начала активизации «созревают» не одновременно на всем щите. Обобщая материал по всему щиту, неизбежно получим

«лишние» датировки, которые могут отличаться от соседних больше, чем это обусловлено погрешностью измерений. Объективность сравнения нарушится. Поэтому начинать отбор данных надо на большом, хорошо изученном щите с четкой блокировкой. Для автора в этом смысле больше подходит Балтийский щит (Гордиенко, 2009), а не Украинский. Хотя тестовые исследования были проведены именно на материале УЩ (Гордиенко и др., 2005).

Рис. 3. Схема блоков Балтийского щита (Ранний..., 2005 и др.).



1 – каледониды. Блоки: 2 – Кольско-Карельский (2a – Лапландский пояс, 2b – Кольско-Норвежская провинция, 2c – Фенно-Карельская

область, 2d – Беломорский пояс), 3 – Свекофенский, 4 – Дальсландский (4а – грабен Осло). Штриховая линия – граница щита на суше.

В основном источнике использованных датировок пород БЩ (Ранний..., 2005) мало данных по Свекофенскому блоку и отсутствуют данные по Дальсландскому. Поэтому сравнение приходится ограничить Кольско-Карельским блоком (ККБ). Впрочем, это достаточно крупная структура, занимающая площадь около 470 тыс. км<sup>2</sup>, т.е. примерно вдвое больше УЩ (площадь Фенно-Карельской части блока – около 280 тыс. км<sup>2</sup>).

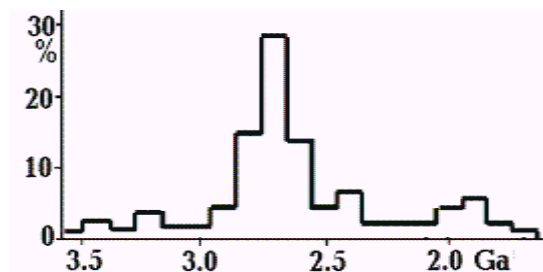


Рис. 4. Гистограмма распределения количеств определений возраста пород ККБ в пределах временных интервалов по 100 млн. лет.

Сравнение информации о датировках пород БЩ, имеющейся в различных источниках показывает необходимость использования данных из работы (Ранний..., 2005), где обобщены результаты предшествующих исследований и пересмотрены многие даты в соответствии с современными требованиями.

Всего привлечено к рассмотрению около 350 значений возраста в Кольско-Карельском блоке (много больше, чем на УЩ), часть из них – результат осреднения дат в одном породном массиве. Датировки охватывают значительный участок временной шкалы (3.55-1.75 млрд. лет назад), на котором почти нет «пробелов», но насыщенность разных временных отрезков резко различна.

Относительная частота встречаемости тех или иных датировок не связана напрямую с распространенностью соответствующих пород: значительное их количество относится к интрузивным образованиям сравнительно небольшой площади. Очевидно, что для получения дискретных дат, которые можно сопоставить с расчетными возрастными активизации, необходима обработка материала. Прежде всего нужно установить реальную погрешность определений возраста. Величины погрешностей ( $\Delta t$ ), приведенные в работе (Ранний..., 2005), относятся к большей части используемых датировок. Они представлены на гистограмме (рис. 5).

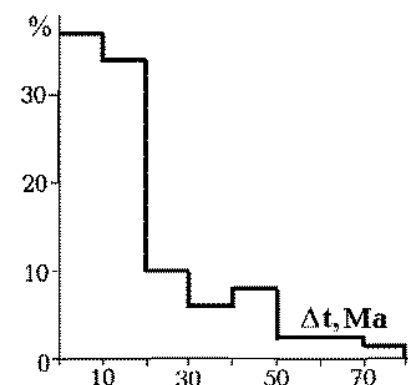


Рис. 5. Погрешности датировок пород ККБ (Ранний..., 2005).

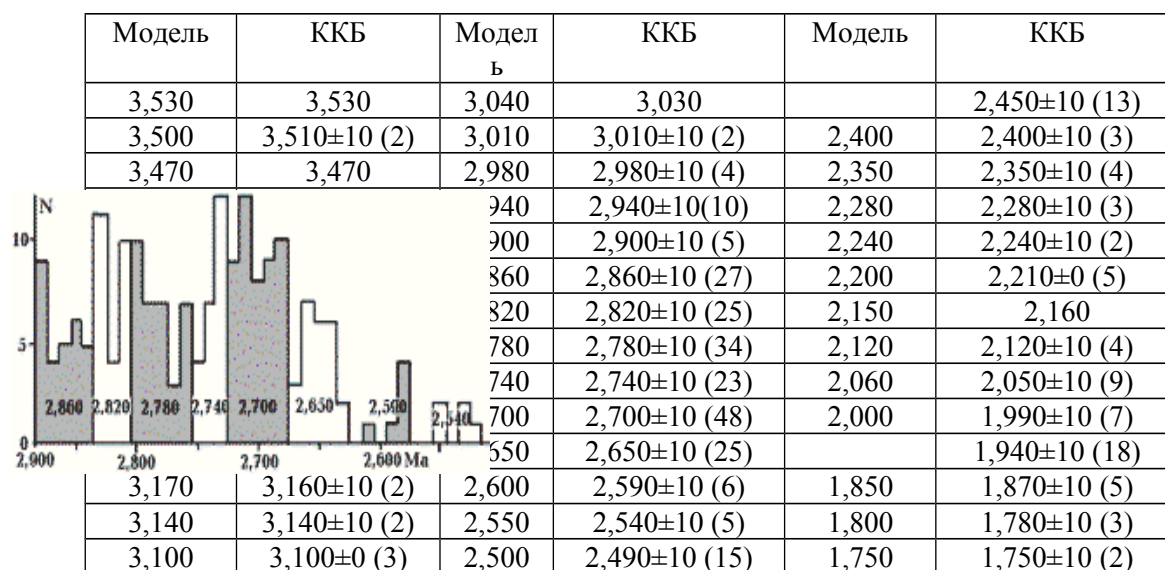
Распределение  $\Delta t$  не нормальное, можно лишь констатировать, что большая часть значений (71%) находится в пределах  $10 \pm 10$  и эта величина может быть использована в качестве типичной погрешности. Вместе с тем, необходимо учитывать наличие заметного количества (15-20%) результатов определений возраста с ошибкой  $50 \pm 20$ . Из представленных данных следует, что все датировки есть смысл представить в виде чисел, округленных до 10 млн. лет, и воспринимать значения в группах датировок, отличающиеся от среднего примерно на 10 млн. лет и менее как фактически совпадающие. Очевидно, что в интервалах возрастов 1.75-2.35 и 3-3.55 млрд. лет, где информации сравнительно немного, при таком подходе не должно возникать проблем с определением дат, пригодных для сравнения с модельными. Таковыми считались:

1. Неповторяющиеся (единичные) даты, отстоящие от соседних на временной шкале на 20 млн. лет и более, и повторяющиеся (совпадающие) даты с теми же параметрами.
2. Средние даты в группах, где все значения отличаются от средних не более, чем на 10 млн. лет.

Таких групп данных оказалось 29 из 39 (таблица 3), причем часть из них – и вне указанных временных интервалов.

Таблица 3. Модельные (М) и экспериментальные датировки пород раннего докембрия Кольско-Карельского блока (ККБ) Балтийского щита. В скобках показано количество

осредненных датировок. Жирным шрифтом отмечены группы дат, где отклонение от средней достигает 20 млн. лет.



3. В группах данных может оказаться до 25-30% значений, отличающихся от среднего на двойную погрешность, т.е. на 20 млн. лет (рис. 6). Появления подобных отклонений естественно ожидать в сравнительно больших по объему выборках внутри временного интервала 2.35-3 млрд. лет. Такими оказались 10 групп экспериментальных данных (таблица 3), которые, как и рассмотренные выше, можно признать характеризующими дискретные периоды активизации щита. Однако, последний вывод нельзя считать полностью обоснованным: внутри групп данных, вычлененных из непрерывного ряда датировок пород ККБ, не наблюдается неравномерностей концентраций возрастов, указывающих на предпочтительное значение возраста для группы (рис. 6).

Рис. 6. Распределение дат в группах, выделенных из массива значений возрастов пород Кольско-Карельского блока.

Это может быть связано не только с погрешностью определения параметра, но и с некоторыми различиями фактических возрастов событий одного этапа активизации тектоносферы щита в разных районах блока, часто удаленных на многие сотни км. Поэтому для соответствующего временного интервала были сделаны выборки для крупных фрагментов ККБ, представленные в таблице 4.

Таблица 4. Времена активизаций (в млн. лет), установленные для фрагментов ККБ.

Модель	Фенно-Карельская область	Беломорский пояс	Лапландский пояс	Кольско-Норвежская провинция
2,940	2,950±10(4)	2,950	2,930	2930±0 (3)
2,900	2,900±10 (6)	2,890±10 (2)		2,900
2,860	2,860±10 (12)	2,850±10 (5)	2,870	2,870±10 (3)
2,820	2,810±10 (21)	2,820±10 (8)		2,830±10 (5)
2,780	2,780±10 (10)	2,790±0 (4)		2,790±10 (6)
2,740	2,740±10 (27)	2,730±10 (9)	2,750	2,740±10 (6)
2,700	2,700±10 (23)	2,690±10 (10)	2,700±10(3)	2,690±10 (5)
2,650	2,650±10 (8)	2,650±10 (5)	2,680	2,650±10 (6)
2,600	2,590	2,580±0 (4)		2,620±10 (2)
2,550	2,530±0 (2)		2,550	2,550
2,500	2,510		2,510±10(3)	2,500±10 (4)

Очевидно, что количество датировок, к которым необходимо применять п.3 описанных выше правил выделения дискретных значений возраста, сократилось и в основном они приурочены к Фенно-Карельской области, занимающей более половины площади блока. Если

выполнить ту же процедуру для отдельных доменов внутри области (используя в том числе и индивидуальные датировки, примененные в других таблицах в осредненном виде) (Ранний..., 2005), то получим (таблица 5) почти полное исчезновение ненадежных возрастов активизаций.

Таблица 5. Возрасты активизаций (в млн. лет), установленные для фрагментов Фенно-Карельской области.

Модель	Волдозерский домен	Центральнокарельский домен	Западнокарельский домен
2,940	2,930±10(5)	2,930±10 (4)	2,930±10 (3)
2,900	2,890±10 (4)		2,890±10 (6)
2,860	2,860±10 (8)	2,850±10 (4)	2,850±10 (4)
2,820	2,830±10 (6)	2,820±10 (7)	2,810±10 (4)
2,780	2,780	2,790±10 (21)	2,770±10 (4)
2,740	2,730±10 (3)	2,750±10 (30)	2,720±10 (7)
2,700	2,700±10 (4)	2,690±10 (26)	2,700±10 (6)
2,650			2,640±10 (5)
2,600			2,590±10 (4)
2,550		2,530	2,560

Некоторую дополнительную информацию по датировке раннего докембрия БЩ можно получить, рассмотрев датировки Свекофенского блока (таблица 6), хотя в его пределах преобладают более молодые породы.

Таблица 6. Возрасты активизаций (в млн. лет), установленные для Свекофенского блока Балтийского щита.

Модель	Свекофенский блок	Модель	Свекофенский блок	Модель	Свекофенский блок
2,860	2,850±0(2)	2,500	2,460	2,060	2,060
2,820		2,400		2,000	1,990±0 (5)
2,780		2,350			1,960±10 (37)
2,740		2,280			1,900±10 (7)
2,700	2,710	2,240	2,250	1,850	1,880±10 (26)
2,650		2,200	2,200	1,800	1,800±10 (8)
2,600		2,150	2,130	1,750	1,770
2,550		2,120	2,110		

Можно констатировать, что обработкой всех представленных в (Ранний..., 2005) датировок ККБ удалось выделить 43 эпизода активизации блока (таблица 3). Подавляющая часть из них (38) согласуется с модельными возрастными, отклонения не превышают объяснимых погрешностью эксперимента. В 3 случаях имеющимся модельным активизациям нет аналогов среди экспериментальных данных. Можно предположить, что породы этих циклов активизаций не сохранились или еще не обнаружены. Серьезной проблемой представляется уверенное выделение 2 групп экспериментальных датировок, которым нет аналогов среди расчетных. Ведь по смыслу моделирования появление активизации (акта тепломассопереноса) полностью определяется накоплением необходимой энергии и достижением частичного плавления в значительном интервале глубин. При этом кажутся вполне допустимыми некоторые различия во временных интервалах между соседними активизациями, установленными при моделировании и по экспериментальным данным. Но при достаточно хорошем согласовании общего числа расчетных активизаций в раннем докембрии БЩ с наблюдаемым «лишнее» экспериментально установленное событие нуждается в специальном объяснении.

На Приазовском блоке УЩ подобные «избыточные» датировки на границах с Донбассом и Скифской плитой объяснялись появлением КТД в позднем докембрии и фанерозое в подкоревой мантии регионов, примыкающих к этому сравнительно небольшому блоку, в тектоносфере которого собственных запасов энергии уже не хватало для столь частых актов тепломассопереноса (Гордиенко и др., 2005). Для периодов 2,450 и 1,950 млн. лет назад на БЩ это объяснение не подходит. Трудно допустить и вариант объяснения, согласно которому отсутствию активизаций, сопоставимых по возрасту с модельными, в одной части временной

шкалы отвечает наличие «избыточных» в другой части. Временные дистанции между «пропущенными» и «лишними» актами теплопереноса слишком велики для проявления ранее «сэкономленной» энергии в виде дополнительного процесса.

Как установлено при моделировании (см. выше), активные процессы начиная примерно с 2,500 млн. лет назад не охватывают одновременно весь щит, а происходят в пределах отдельных сравнительно узких блоков. Экспериментальные данные не противоречат этому расчетному результату. Рассматривая информацию по частям Кольско-Карельского блока, можно сделать вывод о том, что датировки около 2,450 и 2,400 млн. лет установлены в разных местах и, скорее всего, происходила одна активизация, но в несколько разное время. Впечатление двух последовательных процессов возникло при составлении единой шкалы датировок для всего ККБ.

Таблица 7. Средние значения возрастов (в млн. лет) активизаций в протерозое частей Кольско-Карельского блока БЩ.

Модель	Кольско-Карельский блок			
	Фенно-Карельская область	Беломорский пояс	Лапландский пояс	Кольско-Норвежская провинция
2,500	2,490		2,470	2,500
2,400	2,430	2,440	2,390	2,440
2,350	2,370	2,360	2,360	2,330
2,280			2,280	
2,240			2,240	
2,200	2,210		2,210	2,210
2,150			2,160	
2,120	2,120		2,110	2,120
2,060	2,050		2,050	2,040
2,000	1,990			1,990
	1,940	1,930	1,950	1,950
1,850	1,870	1,880	1,880	1,870
1,800	1,790			
1,750	1,770			1,750

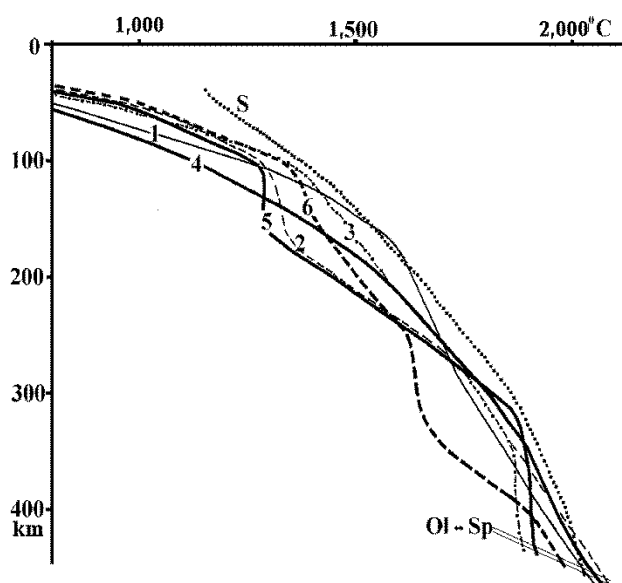


Рис. 7. Распределения температур в тектонической сфере щита перед активизациями: 2,050 (1), 2,000 (2), 1,950 (3), 1,850 (4), 1,800 (5) и 1,750 млн. лет назад (6).

Экспериментальная датировка около 1,950 млн. лет назад установлена наряду с предшествующей (2,000 млн. лет назад) в Кольско-Норвежской и Фенно-Карельской частях блока. В первом случае районы датировок совпадают (Печенга), но возраст установлен с ошибкой 40-50 млн. лет (Ранний..., 2005). Во втором места датировок различаются и можно предположить, что в пункте определения даты 1,950 млн. лет назад не было предшествующей активизации. В

Беломорском и Лапландском поясах предшествующие активизации (с возрастом 2,000 млн. лет) не установлены. Можно допустить, что в рассматриваемых районах активизация возрастом 1,950 млн. лет произошла после активизации с возрастом 2,060 млн. лет или более ранней. Конечно, такое заключение не обязательно верно: отсутствие известных датировок однозначно не свидетельствует об отсутствии активизации.

Если же датировки в Печенге действительно указывают на наличие двух активизаций (2,000 и 1,950 млн. лет назад) в одном месте, можно рассмотреть вопрос о реальности такого хода событий для конкретного временного интервала. Рассчитаем тепловую эволюцию тектоносферы блока шириной около 100 км в период 2,100-1,750 млн. лет назад.

Такая процедура может иметь смысл, так как одноактная адвекция в верхней мантии может быть двухэтажной. Из нижних горизонтов верхней мантии вещество выносится на глубину около 200 км и здесь формируется новый КТД, поступающий под кору. Не исключено, что его использование даст некоторую экономию энергии, разрешит провести один дополнительный акт перемещения вещества тектоносферы.

Ко времени 2,050 млн. лет назад расчет обнаруживает (рис. 7) зону частичного плавления на глубинах примерно 150-200 км, пригодную для одноактной активизации. В период 2,000 млн. лет зона частичного плавления отмечается у самой подошвы верхней мантии – примерно на 380-470 км. В момент 1,950 млн. лет назад зона частичного плавления отсутствует, но в интервале глубин около 90-140 км температура отличается от солидуса в среднем примерно на 40°C, что едва ли превосходит ошибку расчета. Если допустить, что такие условия подходят для начала адвекции, то через 100 млн. лет появится еще одна небольшая зона с  $T$  выше солидуса у подошвы верхней мантии (рис. 7), пригодная для тепломассопереноса. Около 1,800 млн. лет назад распределение температуры в верхней мантии нигде не превышает солидус, но на глубинах 300-350 км отличается от него всего на 30°C, при продолжении процесса к 1,750 млн. лет назад место сближения температуры мантии и солидуса (среднее отличие составляет 70°C), обнаруживается на глубинах 80-130 км.

Таким образом, активизации в сроки, предусмотренные основной моделью, сложно совместить с дополнительным актом тепломассопереноса. Скорее всего, это расчетное событие следует признать нереальным. Изменение величины радиогенной теплогенерации в разумных пределах едва ли способно принципиально изменить ситуацию, тем более, что для него нет оснований: в предшествующий период зафиксирован длинный ряд датировок, совпадающих с экспериментальными, что невозможно при значительной ошибке в выборе ТГ.

## **КОНТРОЛЬ ДАННЫМИ ПО ЩИТАМ КОНТИНЕНТОВ**

К рассмотрению были привлечены (кроме указанных данных по БЩ) сведения о  $t$  на Канадском щите (КЩ), причем использовалась и некоторая информация по территории Гренландии, на докембрийских массивах Сибирской платформы (СП), на Гвианском и Бразильском щитах Южно-Американской платформы (ЮАП), на Африканской платформе (АфП) (под этим условным названием объединены Нигерийско-Мозамбикский и Южно-Африканский щиты, где данных больше всего. Показано, что заметно менее многочисленные данные на других щитах континента не противоречат установленным на АфП), на Индийском щите (ИЩ), на Сино-Корейском щите (СКЩ), на докембрийских массивах Австралийской (АП) и Антарктической (АнП) платформ. Расположение регионов (кроме мелких свободных от льда массивов Антарктиды) приведено на рис. 8. Вне рассмотрения остаются только данные по массивам докембрийских пород внутри большинства складчатых областей фанерозоя. Эта информация (по Аппалачам, Кордильерам, Андам, складчатым поясам Центральной, Юго-Восточной и Северо-Восточной Азии и др.) не противоречит сведениям по соседним щитам, но в каждом случае представлена сравнительно небольшим массивом данных, относящихся почти исключительно к протерозою.

Отметим, что ранее показано и отсутствие противоречий между модельными возрастными активизациями и экспериментально установленными датировками пород пока еще плохо изученного докембрийского фундамента Срединно-Атлантического хребта в диапазоне 2.6-0.6 млрд. лет назад (Gordienko, 2014).

Таким образом, использованный материал представляется достаточно полным для обоснования вывода о пригодности или непригодности предлагаемого подхода для объяснения известных датировок. Однако, достоверность результатов сопоставления в значительной мере определяется погрешностью  $t$ , от которой зависит возможность диагностики практически синхронных событий.



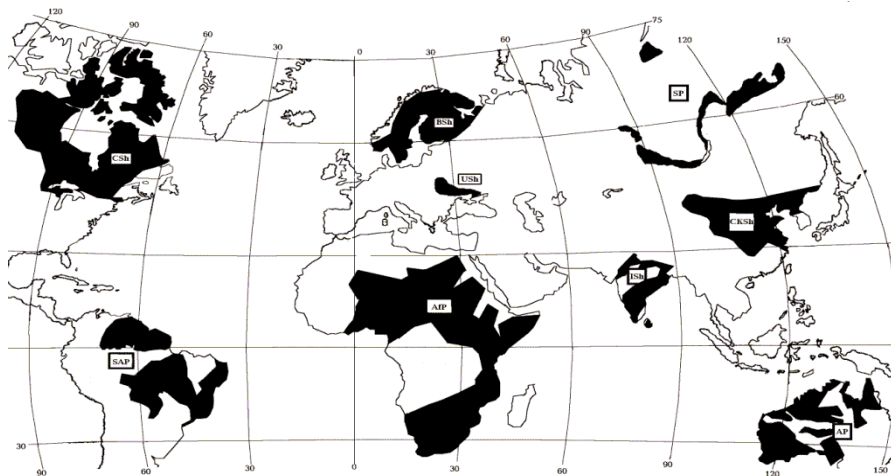


Рис. 8. Расположение массивов докембрийских пород, данные по которым использованы в работе.

На качественном уровне эта проблема рассматривалась и ранее авторами обобщающей работы (Тугаринов и др., 1970): “Вероятно, между тектоническими событиями, происходившими на разных континентах в одну выделенную нами эпоху, точной одновременности могло и не быть. Однако в пределах современной точности измерений они могут быть признаны синхронными” (Тугаринов и др., 1970, с.378).

Для оценки погрешности единичного определения возраста пород были использованы около 500 приводимых в публикациях величин ошибок ( $\Delta t$ ). Они представлены в виде гистограммы на рис. 9 и охватывают данные по всем регионам за весь исследуемый период.

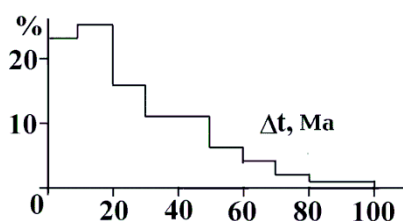


Рис. 9. Гистограмма распределения погрешностей определений возраста пород докембрия (Brown, 1970, Ранний..., 2005, Энциклопедия, 1980, Gondwana Research, Хаин, 1971, 1977, 1979, Докембрий..., 1968, 1976a, 1976b, 1977, 1982, Precambrian research, Рябчиков и др., 2002, Семихатов, 1974, Смелов и др., 2006, Taylor et al., 1988, Тугаринов и др., 1970, Верниковский и др., 2006).

Типичная ошибка составляет около 15 млн. лет (т.е. несколько больше приведенной выше для БЩ), но распределение не соответствует нормальному, поэтому ориентироваться на эту величину можно только в качестве минимальной оценки погрешности. В выборки, включающие 5-10 значений и более, должны входить соответствующие количества возрастов с ошибками 2-3 раза большими. Поэтому в таких случаях группу значений со средними отклонениями от среднего в 20 млн. лет можно считать описывающей одно событие.

В соответствии с этой оценкой из последовательного ряда  $t$  для данного региона, включающего все известные (точнее, все привлеченные к рассмотрению) значения, характеризующими отдельное событие считались:

1. Неповторяющиеся (единичные) даты, отстоящие от соседних по временной шкале на 20 млн. лет и более, и повторяющиеся (совпадающие) даты с теми же параметрами.
2. Средние даты в группах, где все значения отличаются от средних не более, чем на 15 млн. лет.
3. Средние даты в относительно больших группах данных с отклонениями от средних до 20 млн. лет включительно. Следует учитывать, что эта величина отклонения может быть связана не только с погрешностью определения параметра, но и с некоторыми различиями фактических возрастов событий одного этапа активизации тектоносферы в разных районах региона, часто разделенных многими сотнями км.

Ниже приводятся (в таблицах 8-17) результаты сравнения модельных и экспериментальных данных (в млн. лет) по перечисленным массивам докембрийских пород. М – модельная (расчетная) дата, в скобках – количество  $t$  в группе, если их больше единицы.

Таблица 8. Сравнение модельных и экспериментальных датировок пород докембрия Канадского щита (КЩ).

М	КЩ	М	КЩ	М	КЩ
3,800	3,800±0(2)	3,140	3,150	2,240	2,240±10(3)
3,770		3,100		2,200	2,190±0(3)
3,740		3,070	3,080±0(3)	2,150	2,160±10(3)
3,710	3,700±0(2)	3,040	3,040	2,120	2,110±10(3)
3,680		3,010	3,000±0(2)	2,060	2,060±10(4)
3,650		2,980	2,980±10(2)	2,000	2,000±10(8)
3,620	3,620	2,940	2,940±10(2)		1,910±20(5)
3,590	3,590±10(2)	2,900	2,910±10(2)	1,850	1,850±20(20)
3,560	3,550	2,860	2,850±10(2)	1,800	1,800±10(12)
3,530		2,820	2,820±10(3)	1,750	1,750±20(20)
3,500	3,500±10(4)	2,780	2,780±10(3)		1,650±20(15)
3,470		2,740	2,740±10(7)		1,560±20(13)
3,440		2,700	2,700±10(11)	1,480	1,470±20(13)
3,410	3,410±0(2)	2,650	2,650±10(10)	1,350	1,330±20(8)
3,370		2,600	2,600±10(9)	1,250	1,260±20(9)
3,330	3,350	2,550	2,550±10(10)		1,180±20(11)
3,300	3,300±0(3)	2,500	2,480±20(8)	1,100	1,080±20(19)
3,270	3,250	2,400	2,420±20(14)	950	960±20(8)
3,230	3,220	2,350	2,350±10(4)	790	770
3,200	3,200±0(2)	2,280	2,290±10(5)		670±20(4)
3,170				600	600±20(4)

Таблица 9. Сравнение модельных и экспериментальных датировок пород докембрия Балтийского щита (БЩ)

М	БЩ	М	БЩ	М	БЩ
3,710	3,700	3,070		2,200	2,210±0 (5)
3,680		3,040	3,030	2,150	2,160
3,650		3,010	3,010±10 (2)	2,120	2,120±10 (6)
3,620		2,980	2,980±10 (4)	2,060	2,050±10 (9)
3,590		2,940	2,940±10(11)	2,000	1,990±10 (7)
3,560		2,900	2,900±10 (5)		1,940±10 (18)
3,530	3,530	2,860	2,860±10 (27)	1,850	1,860±20 (15)
3,500	3,510±10 (3)	2,820	2,820±10 (25)	1,800	1,790±20 (8)
3,470	3,470	2,780	2,780±10 (34)	1,750	1,740±10 (4)
3,440	3,440±10 (2)	2,740	2,740±10 (23)		1,610±20(14)
3,410	3,410±0 (3)	2,700	2,700±10 (48)		1,550±20 (6)
3,370		2,650	2,650±10 (25)	1,480	1,480±20 (5)
3,330	3,330±10 (4)	2,600	2,590±10 (7)	1,350	1,330±20(3)
3,300		2,550	2,540±10 (5)	1,250	1,230±20(7)
3,270	3,250±10 (3)	2,500	2,490±10 (15)	1,100	1,120±20(8)
3,230	3,230±10 (6)		2,440±10 (15)		1,060±20(5)
3,200	3,210±0 (5)	2,400	2,400±10 (4)	950	960±20(20)
3,170	3,160±10 (2)	2,350	2,350±10 (4)		850±10(6)
3,140	3,140±10 (2)	2,280	2,280±10 (3)	790	780±20(3)
3,100	3,100±0 (3)	2,240	2,240±10 (2)	600	600±20(6)

Таблица 10. Сравнение модельных и экспериментальных датировок пород докембрия Украинского щита (УЩ).

М	УЩ	М	УЩ	М	УЩ
3,680	3,680±0(2)	3,010	3,010±10(6)	2,000	2,000±10(18)
3,650	3,650±0(5)	2,980	2,980±10(5)		1,950±20(12)
3,620	3,620±10(3)	2,940	2,920	1,850	1,880±20(4)
3,590	3,600±0(3)	2,900	2,900±10(9)	1,800	1,800±0(7)

3,560	3,560	2,860	2,860±10(4)	1,750	1,750±10(7)
3,530		2,820	2,820±10(12)		1,690±10(2)
3,500	3,500±0(3)	2,780	2,790±10(7)		1,580±20(5)
3,470		2,740	2,740±10(3)	1,480	1,460±20(5)
3,440	3,450±10(3)	2,700	2,700 ±10(10)	1,350	1,350±20(3)
3,410	3,400±0(3)	2,650	2,660 ±10(6)	1,250	1,230±20(4)
3,370	3,370 ±20(3)	2,600	2,600±0(9)	1,100	1,100±0(2)
3,330		2,550	2,550	950	900±0(2)
3,300	3,310 ±10(10)	2,500	2,500	790	770
3,270	3,270±10(4)	2,400	2,430±10(4)	600	650
3,230	3,250	2,350	2,340±20(5)	400	380±10(2)
3,200	3,190±10(3)	2,280	2,290±10(5)	200	250
3,170	3,170±10(4)	2,240	2,240±0(2)		70
3,140	3,140±10(7)	2,200	2,200±0(3)	0	5
3,100	3,100±0(7)	2,150	2,150 ±10(10)		
3,070	3,070±0(5)	2,120	2,110 ±10(9)		
3,040	3,040±10(5)	2,060	2,060±10(15)		

Таблица 11. Сравнение модельных и экспериментальных датировок пород докембрия Сибирской платформы (СП).

М	SP	М	SP	М	SP
3,500	3,500	2,900	2,910±10(2)	2,000	2,000±10(7)
3,470		2,860	2,860±0(2)		1,930±20(18)
3,440		2,820	2,800	1,850	1,860±20(17)
3,410		2,780	2,770	1,800	1,810±20(8)
3,370		2,740	2,750	1,750	1,750±10(11)
3,330	3,350	2,700	2,700±0(3)		1,680±20(8)
3,300	3,300	2,650	2,660±10(2)		1,580±10(3)
3,270	3,250	2,600	2,600	1,480	1,500±20(7)
3,230	3,230	2,550	2,550		1,400±0(4)
3,200	3,200	2,500	2,490±10(4)	1,350	1,330±10(4)
3,170	3,160	2,400	2,410±10(4)	1,250	1,250±20(9)
3,140		2,350	2,350±20(2)	1,100	1,100±20(14)
3,100	3,100±0(4)	2,280	2,300±0(3)	950	960±20(6)
3,070		2,240	2,240±10(2)		870±20(10)
3,040		2,200	2,200±0(3)	790	790 ±20(15)
3,010	3,000±0(2)	2150	2,140±10(4)		720 ±20(13)
2,980	2,970±10(3)	2120	2,110±10(5)		640±10(10)
2,940	2,940±10(2)	2060	2,060±20(4)	600	580±10(5)

Таблица 12. Сравнение модельных и экспериментальных датировок пород докембрия Южно-Американской платформы (ЮАП).

М	SAP	М	SAP	М	SAP
3,500	3,500±0(2)	2,900	2,900±0(2)	2,060	2,060±20(11)
3,470	3,470	2,860		2,000	2,010±10(10)
3,440	3,450	2,820	2,800		1,960±10(9)
3,410	3,400±0(3)	2,780	2,780±10(2)	1,850	1,860±20(13)
3,370		2,740	2,740±10(2)	1,800	1,800±10(9)
3,330		2,700	2,700±0(6)	1,750	1,750±20(7)
3,300	3,300	2,650	2,670		1,670±20(10)
3,270	3,260±10(2)	2,600	2,600±0(3)		1,530±10(4)
3,230	3,230±20(2)	2,550	2,540±10(2)	1,480	1,490±10(3)
3,200	3,200±0(2)	2,500	2,490±20(4)	1,350	1,350±20(11)
3,170	3,170±10(4)	2,400	2,430±20(3)	1,250	1,210±10(9)
3,140	3,150	2,350	2,350±10(4)	1,100	1,100±20(6)

3,100	3,100±0(2)	2,280	2,300±10(4)	950	980±20(7)
3,070		2,240	2,250±10(3)		890
3,040	3,040±0(2)	2,200	2,200±10(5)	790	780±20(5)
3,010	3,010±10(2)	2,150	2,150±10(7)		670±20(8)
2,980	2,990	2,120	2,120±10(8)	600	570±20(8)
2,940	2,930				

Таблица 13. Сравнение модельных и экспериментальных датировок пород докембрия Африканской платформы (АфП).

М	AfP	М	AfP	М	AfP
3,740	3,750	3,070	3,070±10(2)	2,150	2,150±10(3)
3,710	3,700	3,040	3,040±0(3)	2,120	2,110±10(6)
3,680	3,670	3,010	3,000±0(4)	2,060	2,060 ±20(6)
3,650		2,980	2,980±10(3)	2,000	1,990 ±10(9)
3,620		2,940	2,950±10(2)		1,930 ±20(9)
3,590	3,600±0(2)	2,900	2,900 ±0(5)	1,850	1,860±20(8)
3,560	3,560±0(2)	2,860	2,870±10(3)	1,800	1,800±10(10)
3,530	3,530±10(2)	2,820	2,810±10(6)	1,750	1,740±20(7)
3,500	3,500±0(2)	2,780	2,780±10(3)		1,620±20(4)
3,470	3,480±10(3)	2,740	2,740±20(3)		1,530±20(3)
3,440	3,440±10(3)	2,700	2,700 ±10(5)	1,480	1,430±20(3)
3,410	3,410±10(3)	2,650	2,650±10(8)	1,350	1,330±20(5)
3,370	3,380±10(2)	2,600	2,600±10(5)	1,250	1,250 ±20(7)
3,330	3,330 ±10(2)	2,550	2,550 ±10(6)		1,200±10(2)
3,300	3,300±10(3)	2,500	2,500 ±10(4)	1,100	1,090±10(7)
3,270	3,260±0(2)	2,400	2,410±20(10)	950	950 ±20(8)
3,230	3,230±10(4)	2,350	2,350±10(4)		850±20(6)
3,200	3,200±0(5)	2,280	2,290±10(6)	790	770±20(6)
3,170	3,180	2,240	2,240±10(3)		670±20(5)
3,140	3,150	2,200	2,200±10(6)	600	570±20(8)
3,100	3,100±0(4)				

Таблица 14. Сравнение модельных и экспериментальных датировки пород докембрия Индийского щита (ИЩ).

М	ISH	М	ISH	М	ISH
3,590	3,600	2,980	2,970	2,060	2,030
3,560		2,940	2,920±0(2)	2,000	2,000
3,530		2,900	2,900±0(2)		1,950±10(4)
3,500	3,500±0(3)	2,860	2,850	1,850	1,870±20(2)
3,470		2,820	2,800±0(3)	1,800	1,810±10(3)
3,440	3,440	2,780		1,750	1,720±20(4)
3,410	3,410±0(2)	2,740	2,750		1,580±20(11)
3,370	3,350	2,700	2,700±10(5)	1,480	1,480±20(6)
3,330	3,330±10(2)	2,650	2,630	1,350	1,350±20(6)
3,300	3,300±0(2)	2,600	2,600±10(3)	1,250	1,240± 20(7)
3,270	3,260±0(2)	2,550	2,560±0(2)	1,100	1,100±20(11)
3,230	3,230±20(2)	2,500	2,490±10(6)	950	970±20(20)
3,200	3,200±0(4)	2,400	2,400±10(5)		890±20(5)
3,170		2,350	2,310±10(3)	790	790±20(8)
3,140	3,120±0(2)	2,280			730±20(4)
3,100	3,100	2,240			670±10(2)
3,070	3,070	2,200	2,200	600	620±20(5)
3,040		2,150	2,140		
3,010	3,000	2,120	2,100±0(3)		

Таблица 15. Сравнение модельных и экспериментальных датировки пород докембрия Сино-Корейского щита (СКЩ).

M	SKSh	M	SKSh	M	SKSh
3,680	3,670	3,010	3,000±0(2)	2,060	2,060±20(3)
3,650	3,550	2,980		2,000	2,000±10(8)
3,620		2,940	2,950		1,930±20(12)
3,590	3,600	2,900	2,900±0(4)	1,850	1,860±10(16)
3,560		2,860	2,850	1,800	1,800±0(11)
3,530	3,530	2,820		1,750	1,740±20(4)
3,500	3,500	2,780	2,800±0(3)		1,650±20(6)
3,470		2,740	2,740±10(5)	1,480	1,520±20(2)
3,440		2,700	2,700±0(2)		1,400±0(2)
3,410	3,400±0(2)	2,650	2,650±10(2)	1,350	1,370±10(2)
3,370		2,600	2,600	1,250	1,290±0(2)
3,330	3,340	2,550	2,550±10(5)	1,100	1,160
3,300	3,300±0(2)	2,500	2,500±0(5)		1,020±10(2)
3,270		2,400	2,420±20(5)	950	
3,230	3,240	2,350	2,360±20(3)		880±0(3)
3,200	3,200	2,280	2,300±0(2)	790	780±10(5)
3,170	3,170	2,240	2,240±0(2)		740±0(2)
3,140		2,200	2,200±10(6)		670±20(4)
3,100		2,150	2,160±10(3)	600	600±10(3)
3,070		2,120	2,110±10(5)		
3,040	3,050				

Таблица 16. Сравнение модельных и экспериментальных датировки пород докембрия Австралийской платформы (АП).

M	AP	M	AP	M	AP
3,740	3,750±0(2)	3,070		2,150	2,160
3,710	3,710±10(2)	3,040	3,050	2,120	2,130
3,680	3,680±0(2)	3,010	3,000±0(5)	2,060	2,050±20(3)
3,650	3,650	2,980	2,970	2,000	2,000±10(3)
3,620	3,620	2,940	2,940±10(2)		1,940±10(4)
3,590	3,600±0(3)	2,900	2,900	1,850	1,840±10(6)
3,560		2,860	2,860±10(3)	1,800	1,800±10(8)
3,530		2,820	2,810±0(4)	1,750	1,740±10(15)
3,500	3,500±0(3)	2,780	2,780±10(3)		1,660±20(18)
3,470	3,470	2,740	2,740±10(6)		1,550±20(21)
3,440	3,440±0(2)	2,700	2,700±10(12)	1,480	1,480±20(12)
3,410	3,400±0(2)	2,650	2,660±0(5)	1,350	1,350±20(12)
3,370	3,350	2,600	2,600±0(5)	1,250	1,220±20(11)
3,330	3,330±10(2)	2,550	2,550±10(3)	1,100	1,150±20(13)
3,300	3,300	2,500	2,480±10(3)	950	980±20(10)
3,270	3,250±0(3)	2,400	2,400±10(3)		900±20(4)
3,230		2,350	2,360	790	790±10(5)
3,200	3,200±0(2)	2,280	2,300		730±10(8)
3,170	3,180	2,240	2,250±0(2)		690±10(5)
3,140	3,120	2,200	2,200±0(2)	600	600±20(5)
3,100	3,100				

Таблица 17. Сравнение модельных и экспериментальных датировок пород докембрия Антарктической платформы (АнП).

M	AnP	M	AnP	M	AnP
3,470	3,470	2,900		2,000	2,000
3,440		2,860	2,840±0(2)		1,900±0(2)
3,410		2,820	2,820±10(4)	1,850	1,860±10(2)
3,370	3,380±0(2)	2,780	2,790±10(4)	1,800	1,800±0(2)
3,330	3,350	2,740		1,750	1,740±20(8)
3,300	3,300	2,700			1,620±20(8)
3,270	3,270	2,650	2,640±10(2)		1,560

3,230		2,600	2,600	1,480	1,490±10(2)
3,200	3,200±0(2)	2,550	2,540±10(2)	1,350	1,370 ±20(5)
3,170	3,170±0(2)	2,500	2,500±10(9)	1,250	1,270±20(5)
3,140	3,150	2,400	2,420±20(7)	1,100	1,120±20(20)
3,100	3,100	2,350		950	960±20(7)
3,070	3,070±0(3)	2,280	2,300		880±10(2)
3,040		2,200	2,200±0(3)	790	800
3,010	3,000	2,150			700
2,980	2,980	2,120	2,100±0(2)	600	620 ±0(2)
2,940		2,060	2,060±0(2)		

На докембрийских массивах большинства континентов изученная часть геологической истории начинается с 3.6-3.8 млрд. лет назад (для ЮАП, СП и АнП не показаны данные единичных определений возраста около 3.7-3.8 млрд. лет, отделенные от основных массивов информации значительными пробелами в изученных датировках), что согласуется с результатами моделирования. Подтверждается и существование догеологической стадии развития, отмеченной ранее многими авторами. В первично-обломочных породах части щитов (УЩ, КЩ, АП, ИЩ и др.) встречены цирконы с возрастом 4.0-4.5 млрд. лет, отражающие период нестабильной коры, от которой к настоящему времени на эрозионном срезе не сохранилось заметных образований. В большинстве случаев они не старше 4.2 млрд. лет.

Согласно модели «территориально-всеохватывающая» активность на щитах становится невозможным примерно 2.5 млрд. лет назад. Более близкие к современности активные события считались происходящими в пределах сравнительно узких полос шириной порядка 100 км, за пределами которых на значительном расстоянии отсутствовал синхронный тепломассоперенос в мантии. Такой прогноз согласуется с выводами работы (Тугаринов и др., 1970) о дифференциации процессов на докембрийских массивах в этот период: «Первичные ядра практически всех современных континентов возникают непосредственно вслед за окончанием Родезийской тектоно-магматической эпохи (т.е. 2.4-2.5 млрд л – авт.). Именно в это время впервые четко обособляются глыбы сравнительно больших площадей, на которых в дальнейшем больше не фиксируются геосинклинальные области...» (Тугаринов и др., 1970, с.393).

По результатам моделирования после 2.0±0.3 млрд. лет назад в тектоносфере щитов чередование геосинклинальных и рифтовых процессов сменяется режимами одноактных активизаций. Этот вывод согласуется с данными по разным континентам: «...начиная с 2,000 млн. лет назад в истории Земли впервые появляются плутоны платформенного типа...» (Тугаринов и др., 1970, с.393).

Части модельных датировок нет соответствия в ряду экспериментальных. Это касается 15±5% значений более 2.0 млрд. лет и вполне может быть объяснено недостаточной изученностью пород или их плохой сохранностью.

Для более позднего периода всем расчетным датировкам находится соответствие среди экспериментальных, но появляются значения  $t$ , отсутствующие в результатах моделирования. Этому явлению можно дать следующее объяснение (Гордиенко, 2009а,б, Гордиенко и др., 2005). Пермобильная стадия геологической истории представляет собой цепочку геосинклинальных и рифтовых активизаций, разделенных временными интервалами, сопоставимыми по длительности с интервалами между этапами развития геосинклиналей или рифтов. Активизации охватывают всю будущую платформу. В дальнейшем они могут разделяться (чем ближе к фанерозою, тем чаще) более длительными периодами «тектоно-магматического покоя» в каждом из блоков с индивидуальной историей развития. В модельных результатах это отражено в появлении временных интервалов без тепломассопереноса 2.5-2.4, 2.0-1.85, 1.75-1.48 и 0.79-0.60 млрд. лет назад. В экспериментальных данных, представляющих собой обобщение информации по многим блокам щитов и платформ, такие перерывы в ряду датировок отсутствуют из-за несинхронности процессов в разных частях регионов. Таким образом в Таблицах 8-17 появляются «лишние» по сравнению с модельными значения  $t$ .

Сделанное предположение можно проверить по данным, приведенным на рис. 10.

Здесь показаны расчетные  $\Delta t$  вне указанных выше интервалов, которые предположительно разделяют циклы геосинклинальной и рифтовой активности. В верхней части рис. 10 с ними сопоставлены экспериментальные промежутки между периодами активности, полученные осреднением всех  $t$  из таблиц 7-16. В нижней части рис. 10 с расчетными сопоставлены

промежутки между периодами активности, осредненные для сравнительно узких блоков: Приазовского массива (УЩ), Лапландского и Беломорского поясов (БЩ), частей кратона Слейв (КЩ), щитов Йилгарн и Голер (АП). В обоих случаях согласование достигается для пермобильного периода и некоторого времени после него – примерно до 1.8-2.0 млрд. лет назад. Для меньших возрастов различия в геологической истории отдельных блоков становятся все более значительными и согласование с расчетными  $\Delta t$  (определенными в этом временном интервале именно для одного блока) не достигается по щитам в целом. При сравнении с данными по отдельным блокам соответствие расчетных и экспериментальных данных хорошее.

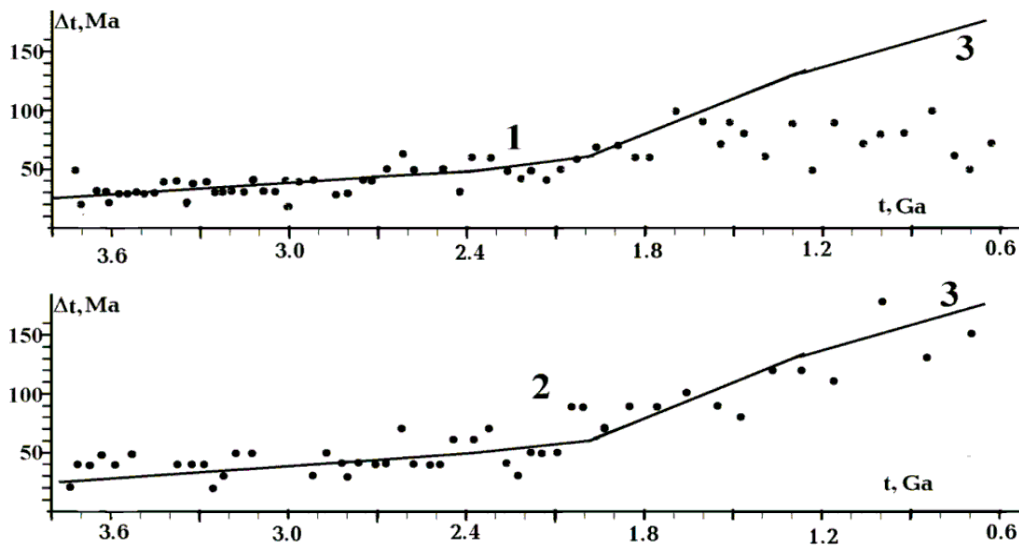


Рис. 10. Временные интервалы между активными событиями докембрия ( $\Delta t$ ) в зависимости от возраста пород ( $t$ ).

1, 2 – экспериментальные данные, осредненные: 1 – для щитов и платформ, 2 – для отдельных блоков, 3 – расчетные данные.

В работе (Гордиенко, 2009б) было показано, что тепловой энергии, выделяемой радиоактивным распадом принятого (платформенного) уровня, скорее всего, недостаточно для обеспечения дополнительного теплопереноса между периодами активности 2.0 и 1.85 млрд. лет назад. Этот процесс может происходить только в блоках, где не было события возрастом 2.0 млрд. лет. В последующее время ТГ сокращается и интервалы между активизациями около 50 млн. лет тем более нереальны. Рассмотрим возможность появления «лишних» датировок в отдельных блоках докембрийских платформ в период 1.8-0.6 млрд. лет назад при условии пропуска одной из расчетных активизаций, возраст которых приведен в Таблицах 8-17 (рис. 11).

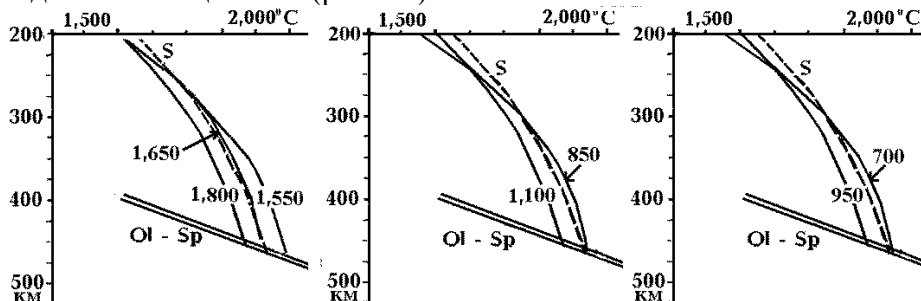


Рис. 11. Расчетные температуры в верхней мантии для среднего и позднего протерозоя. Цифры у кривых – время в млн. лет назад, S – температура солидуса.

Рис. 12. Фрагмент схемы ТП Центральной и Восточной Европы. Изолинии ТП в мВт/м<sup>2</sup>.



Очевидно, что при отсутствии активизации 1.75 млрд. лет назад становится возможным процесс 1.65 млрд. лет назад (т.е. появляется мощная зона частичного плавления, способная стать источником вещества и энергии для акта тепломассопереноса), а если он не состоится, то через 100 млн. лет энергии будет достаточно для двух активных эпизодов (например, 1.55 и 1.45 млрд. лет назад). При «пропуске» активизации 0.95 млрд. лет назад создается возможность процесса с возрастом 0.85 млрд. лет и т.д..

### ВАРИАЦИИ ТГ ПОРОД МАНТИИ

Проведенное в разделе рассмотрение геологической истории платформ выполнено для определенного уровня теплогенерации мантийных пород. Следует отметить ограниченность такого подхода. Подавляющее большинство изученных образцов получено из мантии регионов, где в протерозое не было геосинклинальной складчатости. О других образцах чаще всего по этому поводу нельзя сказать ничего определенного.

Два обстоятельства позволяют предположить, что в мантии докембрийских платформ ТГ может заметно отклоняться от принятой средней величины (0.04 мВт/м<sup>3</sup>) на значительных территориях.

1. На платформах встречаются обширные зоны пониженных тепловых потоков. В ряде случаев эти аномалии могут быть связаны с приповерхностными искажениями. Одна из них расположена на Восточно-Европейской платформе, часть низких ТП здесь определена при участии автора, есть уверенность, что это – возмущение глубинного теплового потока (Гордиенко и др., 2007) (рис. 12).

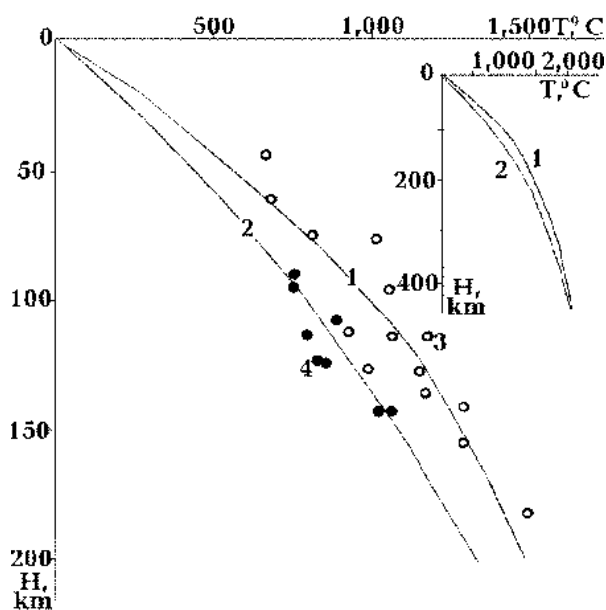


Рис. 13. Сравнение расчетных температур с данными геотермометров из верхней мантии Украинского щита и Припятского вала.

Расчетные Т: 1 – Украинский щит, 2 – Припятский вал. Данные геотермометров: 3 – Украинский щит, 4 – Припятский вал.

В южной части отрицательной аномалии теплового потока у границы Украины и Белоруссии (на Припятском валу) уровень ТП – около 30-35 мВт/м<sup>2</sup> – примерно на 10 мВт/м<sup>2</sup> ниже типичного платформенного. Имеющиеся данные о скоростном разрезе коры при обычном виде Говоров связи скорости сейсмических волн и теплогенерации не позволяют объяснить понижение при



нормальном ТП из мантии. Необходимо сократить теплогенерацию в породах мантии примерно на 20%.

Расчет тепловой истории тектоносферы для такого варианта ТГ проведен в работе (Гордиенко и др., 2005). Оказалось, что в период 3.6-0 млрд. лет назад в таком регионе может произойти 16 актов теплопереноса, в регионе с нормальной ТГ – 49. Различаются и современные расчетные распределения температур в тектоносфере (рис. 13). Эту разницу можно подтвердить сравнением вычисленных  $T$  с данными геотермометров.

Согласование расчетных и экспериментальных данных демонстрирует реальность принятой схемы. У подошвы верхней мантии расчетные температуры практически совпадают (рис. 13).

2. На платформах часто встречаются регионы с величинами ТП на уровне 50 мВт/м<sup>2</sup>. Это не дает оснований признать теплогенерацию пород их верхней мантии повышенной. Причины таких небольших возмущений могут быть иными.

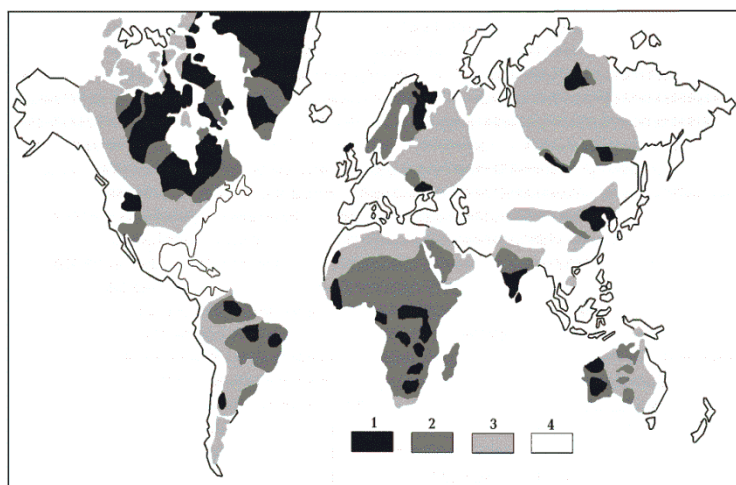


Рис. 14. Схема размещения разновозрастных геосинклиналей на континентах (Ларин, 2012; и др.).

Щиты: 1 – складчатости архея, 2 – архея и протерозоя, 3 – докембрийские платформы с осадочным чехлом, 4 – фанерозойские складчатые пояса.

Как показано выше, результаты расчетов для нормальной ТГ пород верхней мантии обнаруживают невозможность геосинклинальных процессов в период 2.4-0.6 млрд. лет назад. Всего в рифтогенах и зонах одноактной активизации в этот период происходит 19 событий теплопереноса.

Аргументом в пользу существования регионов с большей теплогенерацией пород верхней мантии является распространение на значительных территориях докембрийских платформ геосинклинальных складчатых зон протерозойского возраста (рис. 14). По различным данным насчитывается от 6 до 12 эпох складчатости. Точные определения по имеющейся информации невозможны. Часть складчатых зон может быть приурочена к докембрийским массивам внутри фанерозойских геосинклинальных поясов, не все они на докембрийских платформах перекрываются (Богданов и др., 1968, Ларин, 2012, Штилле, 1968 и др.). Поэтому ближе к действительности может оказаться минимальная оценка количества геосинклинальных циклов. С ними связаны 18 актов мантийного теплопереноса в период 2.4-0.6 млрд. лет назад.

На рассматриваемых территориях в тот же период имели место минимум 6 этапов образования батолитов платформенного характера, возможно, указывающих на окончание геосинклинального этапа жизни региона (Ларин, 2012). Не вызывает сомнений, что при привлечении результатов более детальных исследований на этих блоках платформ обнаружатся следы нескольких одноактных активизаций, возможно – рифтогенезов. Вероятное число актов теплопереноса составит около 30.

Очевидно, что влияние вариаций ТГ пород верхней мантии под докембрийскими платформами континентов, несмотря на слабую изученность проблемы, проявляется довольно отчетливо.

## **ВЫВОДЫ**

Таким образом, согласование расчетных и экспериментально установленных возрастов активизаций в докембрии можно считать достигнутым на платформах всех континентов. Проведенные расчеты тепловой истории позволяют на количественном уровне восстановить даты активных событий, изменение их характера и частоты. По существу проделанная работа представляет собой физическое обоснование канона Штилле.

## 6. ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Определению термина «геосинклиналь» посвящено множество работ. Не включаясь в продолжающуюся более 100 лет дискуссию, отметим особенность данного типа эндогенного режима, отличающую его от других. Это сочетание голоморфной складчатости и гомодромной последовательности магматизма.

Тектоносфера геосинклиналей стала основным предметом исследований автора с момента появления первого варианта адвекционно-полиморфной гипотезы (Гордиенко, 1975) и оставалась в этом качестве на всех этапах ее развития (Бурьянов и др., 1987, Гонтовая и др., 2006, Гордиенко, 1998, Гордиенко и др., 1990, 2011, 2016, Тектоносфера..., 1992 и др.). В процессе этой работы с разной степенью аргументированности и детальности рассмотрены процессы в тектоносфере Кордильер Северной Америки, Альп, Балканид, Карпат, Кавказа, Тянь-Шаня, Памира, Камчатки, Сахалина, Курил, Японии, Сихотэ-Алиня, Донбасса, Скифской и Туранской плит, Крыма. Во всех случаях известные факты геологической истории регионов укладываются в схему геосинклинального цикла по (Aubouin, 1965, Белоусов, 1978).

Использование этого обширного материала позволило сделать два важных вывода:

1. После завершения фанерозойского геосинклинального цикла (голоморфной складчатости и финального магматизма) часто через несколько десятков млн л происходит дополнительный этап активизации на той же территории. Его неверно относить к геосинклинальному процессу, так как он распространен и в соседних регионах, в том числе – платформенных.

2. Используемый в АПГ метод контроля достоверности схемы тепломассопереноса представляет собой сопоставление экспериментально установленных геолого-геофизических фактов с расчетными (Gordienko, 2015a). Различия (без подбора) должны быть не больше обусловленных погрешностями наблюдения и расчета. Эффективность такой процедуры связана с количеством пригодных для сопоставления фактов, которое с возрастом геосинклинали сокращается. Оно максимально для альпид, где значимы возмущения физических полей и моделей, обусловленные аномальными температурами недр. Поэтому для иллюстрации гипотезы используются Карпаты и Камчатка.

Выбор именно этих регионов обусловлен их принадлежностью к разным типам геосинклинальных поясов – континентальному Альпийско-Гималайскому и краевому Тихоокеанскому. Кроме того, они дополняют друг друга по известной автору изученности разными геофизическими методами.

### ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ

Принятое тектоническое районирование региона и описание его геологической истории основаны преимущественно на работах последних 40 лет, библиография приведена в (Гордиенко и др., 2011a). Считалось, что складчатые зоны на территории Украины и в ближайших окрестностях соответствуют прогибам, возникшим на фундаменте рифейского – каледонско - герцинского возраста. Они представлены: зонами Складчатых Карпат (FC) и Закарпатской (TrC). К TrC отнесены кроме фундаментов современных закарпатских прогибов - Восточно-Словацкого и Чоп-Солотвинского - полосы Пьенинских и Мармарошских утесов, Мармарошский массив, покровы Раховский и Чахлэу.

Первый хотя бы приблизительно датированный геосинклинальный процесс в регионе можно отнести к готской эпохе, завершившейся около 1,200 млн л назад. Оценка мощности пород среднего рифея в фундаменте – около 2 км. Восточная граница следующей геосинклинали (байкальской) с возрастом складчатости около 900 млн л располагалась в районе линии Тейссе-Торнквиста, западная граница неизвестна. Активный тектонический

процесс кадомской эпохи на территории рассматриваемого региона мог произойти у границы кембрия и венда. Речь идет о рифтогенезе в Вольно-Полесском прогибе. Соответствующие данные известны на Вольно-Подольской плите и Белорусском массиве, продолжение прогиба в Карпатский регион вероятно, но не может считаться доказанным. Если такой процесс состоялся, то он был довольно своеобразен и включал два этапа с возрастом 600 и 550 млн л.

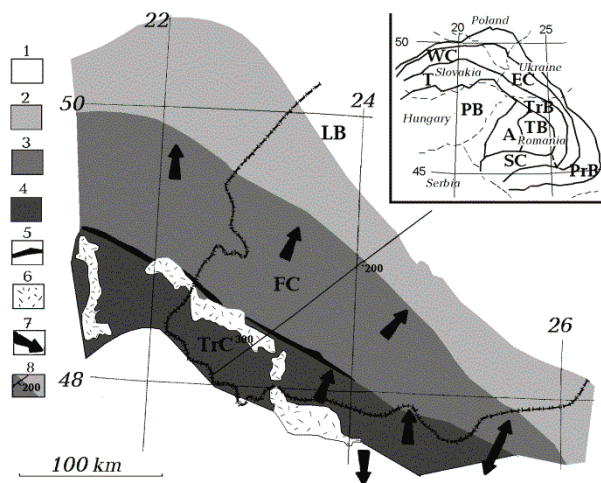


Рис. 1. Размещение геосинклинальных зон Восточных Карпат на территории Украины и в ближайших окрестностях.

1 - северо-восточный платформенный форланд Карпатской геосинклинали, 2 - Предкарпатский прогиб, 3 - зона Складчатых Карпат, 4 - зона Закарпатских прогибов, 5 - зона Пьенинских утесов, 6 - молодые вулканиты, 7 - направление надвигов, 8 - профиль ГСЗ. На врезке: тектонические единицы Карпат и границы государств. PrB – Предкарпатский прогиб, Складчатые Карпаты (FC): WC – Западные Карпаты, EC – Восточные Карпаты, SC –

Южные Карпаты, Т – Татры, TrB – Закарпатские прогибы, TB – Трансильванская впадина, А – Апусени, PB – Паннонская впадина, LB – Львовский прогиб.

В фундаменте Карпат кроме датировки метаморфизма финала герцинского этапа -  $340 \pm 20$  млн л, пермской активизации -  $250 \pm 20$  млн л, есть определение возраста 150 млн л – начала альпийского этапа на границе FC и TrC. Близкие датировки встречаются в Добрудже, на периферии Лежайского массива, в Силезии и севернее нее. На перечисленных выступах и в фундаменте Львовского прогиба на небольшом расстоянии возраст складчатости определяется уже как каледонский. Создается впечатление несколько растянутого геосинклинального цикла позднекаледонско-раннегерцинского возраста. Этот вариант трактовки имеющихся фактов кажется более вероятным, чем признание двух расположенных рядом разновозрастных геосинклиналей. Восточные границы герцинид и каледонид Карпат практически совпадают с границей байкалид. Суммарная мощность осадочно-вулканогенного слоя каледонско-герцинского возраста составляет вблизи восточной границы геосинклинали около 4 км. Расположение отдельных структурных элементов фундамента Мармарошского массива позволяет предполагать, что, несмотря на неизменность восточной границы геосинклинали, простираения палеозойской и альпийской областей активизации различались. Но из других данных такой вывод не следует.

Палеозойский геосинклинальный процесс завершается региональным метаморфизмом, интенсивность которого, вероятно, существенно изменялась по площади региона. Представленное распределение температуры довольно полно характеризует условия в коре геосинклинали (рис. 2). Кроме того, сам по себе факт нахождения на современной поверхности пород, располагавшихся около 300 млн л назад на глубинах более 30 км, может служить указанием на вероятность довольно быстрых вертикальных перемещений коровых блоков. Этот блок можно рассматривать как аналог известной зоны Ивреа в Альпах, демонстрирующей результат поднятия глубинной части земной коры примерно на 20 км.

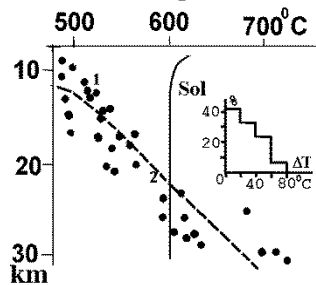


Рис. 2. Данные геотермометров для завершающего этапа развития палеозойской геосинклинали Карпат. Sol – солидус пород амфиболитовой фации метаморфизма.

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.

Альпийские геосинклинальные процессы начинаются на территории рассматриваемого региона в позднем триасе-ранней юре (около 190 млн л). 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 незначительным (возможно, неповсеместным) погружением и накоплением осадков (рис. 3). После складчатости (или, по крайней мере, перерыва в седиментации и временного поднятия) вблизи границы раннего и позднего мела (около 110 млн л назад) здесь вновь местами накапливались осадки, но лишь иногда темп седиментации составлял около 30 м/млн л, в основную часть периода перед складчатостью на границе палеогена и неогена (около 25 млн л назад) он не превышал 10÷20 м/млн л. Такой темп (5÷20 м/млн л) характерен для соответствующего периода истории прилегающей к Карпатам части Восточно-Европейской платформы, т.е. этап эволюции зоны TrC перед предполагаемой позднеальпийской складчатостью выглядит нетипично для геосинклинального развития. Впрочем, предшествующее осадконакопление также малоинтенсивно. Подобная ситуация в общем не является исключением для эвгеосинклинальных зон альпид. Заметным отличием от них кажется отсутствие силицидов среди осадков TrC.

Заложение эвгеосинклинального прогиба 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 вулканизм инверсионного этапа известен в верхнем мелу и отчасти эоцене в предварительно деформированных складчатых полосах. Возраст инверсии - около 120-90 млн л. Последующие проявления магматизма (примерно 50 млн л назад) в случае их увязки с историей TrC (а они могут характеризовать и соседнюю зону FC) логично отнести к постгеосинклинальным событиям для этой зоны. В верхней юре (возраст около 150 млн л) Мармарошского массива установлены следы промежуточного этапа магматизма - порфириды, диабазы и их туфы.

В середине мела (примерно 100 млн л) 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.

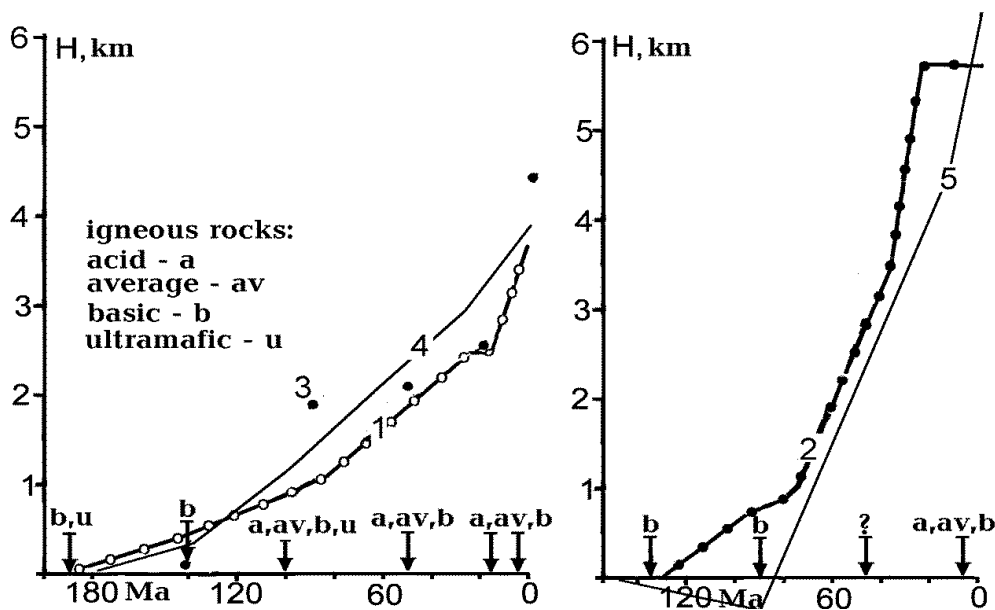


Рис. 3. Изменение мощности осадочного слоя (экспериментальные: 1 – TrC, 2 - FC) и магматизм в альпийской геосинклинали Карпат. Магматические породы: u – ультраосновные, b – основные, av – средние, a – кислые. 3 – расчетные значения для отдельных этапов, 4 – сглаживающая кривая.

Мезозойские магматические породы TrC включают ультрамафиты, выносят ксенолиты шпинелевых лерцолитов (т.е. материал подкорковой мантии, в случае большого прогрева – с глубин не более 100 км, но высокая магнизиальность пород может указывать на гораздо большую глубину первичного очага магм).

За пределами Украинских Карпат магматизм возрастом около 90-100 млн л приурочен к очень длинной полосе, северный конец которой в Апусенях протягивается почти до TrC. Здесь

представлены породы от ультраосновных до гранитов. Глубины первичных очагов -  $210 \pm 80$  км, формируются очаги магм под корой – 55-60 км, в коре первичный очаг – на глубинах 32-25 км и вторичный – 2-10 км.

Приведенные сведения указывают на завершение основных геосинклинальных процессов в зоне ТгС на границе раннего и позднего мела. Естественно, активные события в зоне не прекращаются, так как рядом с этой довольно узкой полосой развиваются геосинклинальные зоны FC и Паннонского массива (последние плохо изучены из-за большой мощности осадков в наложенной на массив молодой Паннонской впадине).

Миогеосинклинальная зона Складчатых Карпат начинает прогибание (вначале сравнительно малоинтенсивно) в раннем мелу (около 130 млн л 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 ТгС, увеличивается со временем, в целом он вдвое выше, чем в эвгеосинклинали (рис. 3). Основная часть осадков представлена мел-палеогеновым флишем.

На юго-западной границе зоны FC начало процесса отмечается спилито-диабазовым магматизмом. Завершение активного мантийного теплопереноса можно с определенной долей вероятности соотнести с проявлениями эоценового магматизма на ее границе примерно 40-50 млн л назад. Однако, по некоторым данным в Кросненской зоне вулканизм проявился и в олигоцене. Не исключено, что к событиям в этой области можно отнести и магматические проявления около 90 млн л назад. Ситуация с магматизмом в зоне FC напоминает детально изученную в Донбассе: большинство известных изверженных пород (за исключением образований Миусского дайкового комплекса) располагается на южной окраине герцинской геосинклинали, на границе с Приазовским массивом.

Возраст главного этапа образования складок и покровов в FC заметно изменяется на ее площади, составляя в среднем примерно 25 млн л. Миграция возраста складчатости (вероятно - и вдоль и поперек зоны) плохо прослеживается в украинской части FC, в частности, из-за наложенной позднепалеогеновой Кросненской впадины. Юго-восточнее (в Румынских Восточных Карпатах) миграция заметнее. Это явление типично для складчатых зон достаточно широких геосинклиналей, в частности, альпид Средиземноморского пояса, оно отмечено в Динаридах, Эллинидах и др.. Миграция проявлений активизации, фиксируемая по геологическим данным, позволяет утверждать, что в широкой части зоны FC 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. Согласно им напряжения не превышают прочность пород, т.е. покровы формируются сползанием по наклонному фундаменту.

На постскладчатом этапе развития (начиная примерно с 15 млн л назад) основная часть зоны ТгС опускалась, накапливая неогеновые молассы. Зона FC 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 ТгС (срединном массиве?) начиная с 15 млн л назад. Выделяются два этапа в пределах 10-15 млн л 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  $1300-1350^{\circ}\text{C}$ .

На первом этапе происходит последний значительный эпизод складчатости и образования надвигов (около 12 млн л назад) в Карпатах. С ним связаны в основном перемещения на внешней границе Складчатых Карпат, где флиш надвигается на передовой прогиб и сминаются молассы неогена. Поднятие Складчатых Карпат на порядок превышает по скорости поднятие предшествующего периода, но длится недолго – около 4 млн л. В период 10-5 млн л назад уровень поверхности в зоне FC и обоих прогибах практически неизменен.

Формируются две области магматизма в ТгС. Внутренняя вулканическая дуга с возрастом пород 15-5 млн л (контрастная формация из двух рядов – базальт-андезит-липаритового и

дацит-липаритового), внешняя – 4-1.5 млн л (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. В FC развито телетермальное мышьяко-сурьмяное и отчасти ртутное оруденение. Т.е. магматические очаги, поставляющие телетермальные флюиды, существуют на этапе современной активизации и под внешне амагматичной миогеосинклиналью зоны. Некоторые из них были позднеплиоценовыми. Отдельные гидротермальные проявления прослежены вплоть до границы Предкарпатского прогиба.

В южной части Предкарпатского прогиба, располагающейся на платформенном основании Молдавской плиты (район Бакэу) и на Мезийской плите, известны проявления магматизма, произошедшего 2-5 млн л назад. Такие же породы встречены и в Кэлиман-Харгитской гряде зоны TrC. В продолжающей ее на северо-запад Выгорлат-Гутинской гряде по термомагнитным данным установлены глубины основных очагов базальтов и андезито-базальтов –  $60 \pm 10$  км, липарито-дацитов –  $27 \pm 5$  км, периферические очаги с магмами смешанного состава распространены вплоть до глубины около 7 км.

Очевидно, что глубины магматических очагов распределены таким же образом, как в период завершения геосинклинального развития зоны TrC, 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 (Gordienko, 2015c) 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.

Основные данные о глубинах магматических очагов альпийского времени в Карпатской геосинклинали по данным о составе изверженных пород приведены в Таблица 1, где сопоставлены с рассчитанными по тепловым моделям (см. ниже)

Таблица 1. Сравнение расчетных и экспериментально установленных глубин магматических очагов.

Возраст, млн л	Глубина (км) очагов в зоне TrC		Глубина (км) очагов в зоне FC	
	Экспериментальная	Расчетная	Экспериментальная	Расчетная
190	200	220		
140	125	130		
130			100-150	160
90	200	220	100	110
90	50	60		
40-50		110	50-100	60
2-15	75	45-90	20	25
2-15	20-25	20-25		

Рассмотрим в соответствии с представлениями АПГ схемы тепломассопереноса в тектоносфере Карпатской геосинклинали, начиная с момента формирования Галицийской геосинклинали, для которой есть сведения о датировке процесса.

Начальное распределение температуры в мантии под будущей геосинклиналью отличалось от фонового, так как представляло собой результат релаксации температурных аномалий, возникших в процессе геосинклинальной активизации 1.2 млрд л назад. Соответственно перегретое вещество 900 млн л назад из интервала глубин 220-480 км поступает на 150-200 км (аномалия  $T = +350^{\circ}\text{C}$ ), опускающееся на его место вещество охлаждает астеносферу на  $65^{\circ}\text{C}$ . Мощность астеносферы под геосинклиналью увеличивается (рис. 4). На втором этапе - 870 млн л назад – нагретое и частично расплавленное вещество из интервала 170-480 км (аномалия  $T = -$

85<sup>0</sup>C) поступает в интервал 100-150 км (аномалия T = +530<sup>0</sup>C). На третьем этапе - 830 млн л назад – породы из интервала 110-480 км (аномалия T = -100<sup>0</sup>C) поднимаются в интервал 50-100 км (аномалия T = +730<sup>0</sup>C). Описанный процесс дополняется радиогенной теплогенерацией в верхней мантии на уровне 0.06 мВт/м<sup>3</sup> (Gordienko, 2015b).

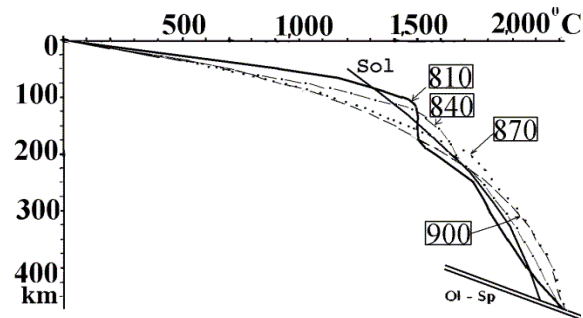


Рис. 4. Расчетная тепловая модель Галицийской геосинклинали.

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

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. 4. тепловые модели характеризуют ситуации перед подъемом трех КТД и через 30 млн л после завершающего теплопереноса.

Затем последовал длительный перерыв в активности, накопление энергии в нижней половине верхней мантии, приведшее около 600 млн л 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., 2011a).

Развитие рифта более основательно изучено восточнее Карпат, поэтому в модели использовано деление активного процесса на этапы, установленные для Вольно-Подольской плиты (Гордиенко и др., 2012) – рис. 5. На первом - 600 млн л назад - перегретое вещество поступает из интервала 220-340 км (аномалия T = -320<sup>0</sup>C) в интервал 50-100 км (аномалия T = +780<sup>0</sup>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<sup>0</sup>C) в интервал 100-150 км (аномалия T = +560<sup>0</sup>C).

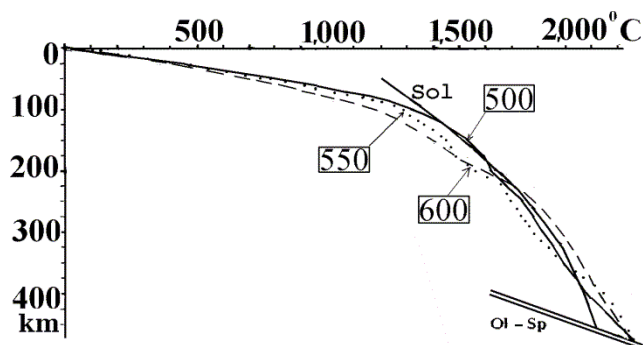


Рис. 5. Расчетная тепловая модель Вольно-Полесского рифта.

Усл. обозначения см. на Рис. 4.

Небольшая интенсивность температурных аномалий на рис. 5 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., 2012), где сопоставлена с данными о магматизме соответствующего возраста.

Через 100 млн л после последнего акта теплопереноса в тектоносфере рифта вновь формируется слой частичного плавления в низах верхней мантии, пригодный для продуцирования новых квантов тектонического действия - КТД (Gordienko, 2015a) - рис. 6. Считалось, что процесс в «растянутой во времени» (см. выше) палеозойской геосинклинали



начинается 450 млн л назад подъемом вещества из интервала глубин 240-480 км (аномалия  $T$  составляет  $-70^{\circ}\text{C}$ ) в интервал 150-200 км (аномалия  $T = +340^{\circ}\text{C}$ ).

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 л 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 л 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, так как оно может быть сопоставлено с экспериментальными данными геотермометров (см. выше).

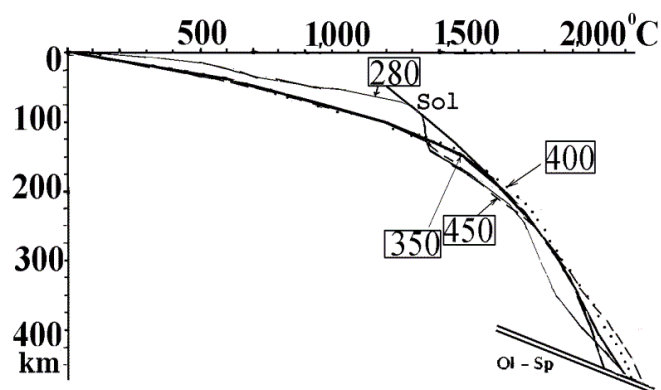


Рис. 6. Расчетная тепловая модель палеозойской геосинклинали Карпат. Усл. обозначения см. на рис. 4.

Альпийский процесс начинается в зоне  $\text{TrC}$  190 млн л назад поднятием пород из интервала 230-480 км в интервал 180-230 км (аномальная  $T = +200^{\circ}\text{C}$ ). Опускание пород из верхнего интервала приводит к охлаждению нижнего на  $40^{\circ}\text{C}$ . На второй стадии (150 млн л 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 л назад – с глубин 180-480 км ( $T$  аномальная =  $-140^{\circ}\text{C}$ ) на 40-90 км (аномальная  $T = +870^{\circ}\text{C}$ ).

В зоне  $\text{FC}$  процесс начинается 150 млн л назад подъемом вещества из интервала глубин 220-480 км в интервал 170-220 км (аномальная  $T = +200^{\circ}\text{C}$ ). Охлаждение нижнего интервала – на  $40^{\circ}\text{C}$ . Второй этап – 100 млн л 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 л 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. 7А представлены тепловые модели для периодов перед подъемами КТД, рис. 7Б представляет результаты расчета температур вскоре после остановки КТД, в это время аномалии обоих знаков близки к максимальным. На рис. 7В приведены тепловые модели для периода современной активизации геосинклинали. Здесь представлен вариант теплопереноса, ранее не рассматривавшийся. Дело в том, что активизацию в узкой зоне  $\text{TrC}$  (и также в  $\text{FC}$ , хотя ее это касается в меньшей мере) отделяет от времени подъема последнего КТД довольно значительный период релаксации аномалий. Для 15 млн л 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 л назад  $T$  в низах коры зоны  $\text{TrC}$  (примерно на глубинах 30-45 км) превысили солидус основных гранулитов ( $950-1,150^{\circ}\text{C}$ ). Вещество включилось в адвективный массоперенос вместе с мантийным. Образовалась смесь  $\text{KM}$ , передвинувшаяся под зону  $\text{FC}$ , где таких высоких температур в низах коры не было. «Корни» должны быть около 5 км, т.е. суммарная мощность коры – несколько меньше 50 км, если корни распространены во всей зоне

$\text{FC}$ , и 50 км – если в ее восточной части. По их месту можно предположить, что погружающаяся ветвь течения должна располагаться в это время восточнее зоны  $\text{FC}$  – под Предкарпатским прогибом. Приведенные соображения указывают на возможность латерального перемещения вещества подкоровой мантии на расстояние порядка 100 км.

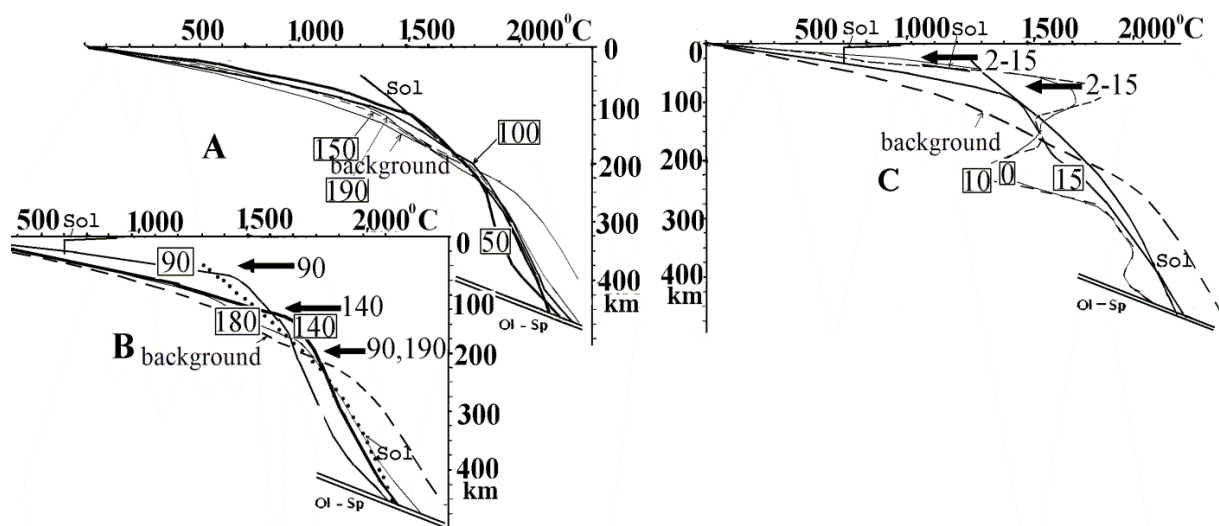


Рис. 7. Расчетная тепловая модель альпийской геосинклинали зоны TrC.  
Усл. обозначения см. на рис. 4. Стрелки – глубины магматических очагов соответствующего возраста по экспериментальным данным.

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

Альпийская эволюция тепловой модели тектоносферы зоны FC представлена на рис. 8.

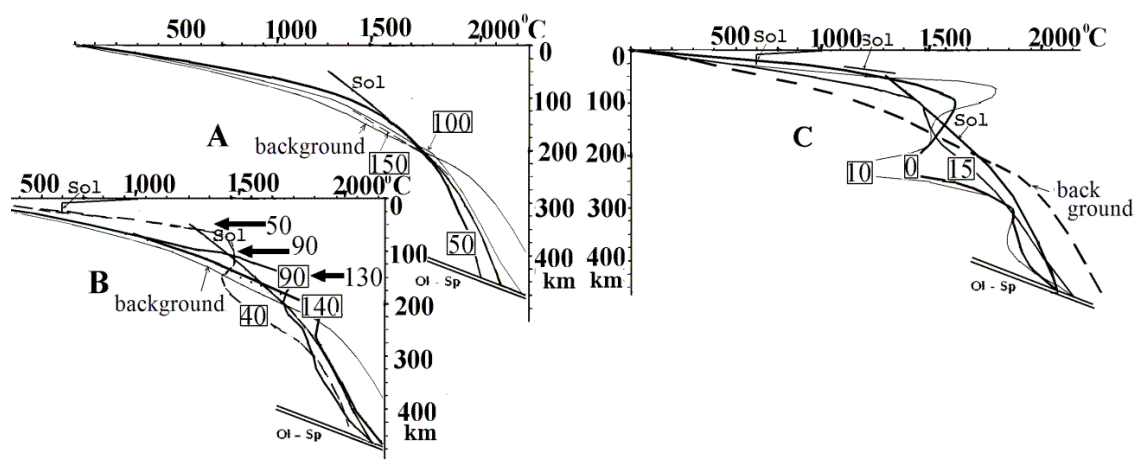


Рис. 8. Расчетная тепловая модель альпийской геосинклинали зоны FC.  
Усл. обозначения см. на рис. 4 и 7.

Было принято также, что из подкорового источника основные выплавки поступили в нижнюю и среднюю часть коры около 2 млн л назад. Причем в зоне TrC 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 FC такие события отсутствовали. Очевидно, что коровые вторжения могли возникнуть и несколько раньше. Расчет, проведенный для их возраста 5 млн л, 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  $50 \pm 5$  км, в коре зоны TrC слой частичного плавления с кровлей на глубине около 20 км распространен до раздела М, в западной части зоны FC 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 TrC они дополняются локальными магматическими и гидротермальными очагами, возникшими при внутрикоровой адвекции.

В тектоносфере западной части Львовского палеозойского прогиба, находящегося между Карпатской геосинклиналью 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 простираения. 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. 9. 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. 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 платформенной хотя бы до средней между платформой и геосинклиналью. 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., 2011а, 2012). 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. 9).

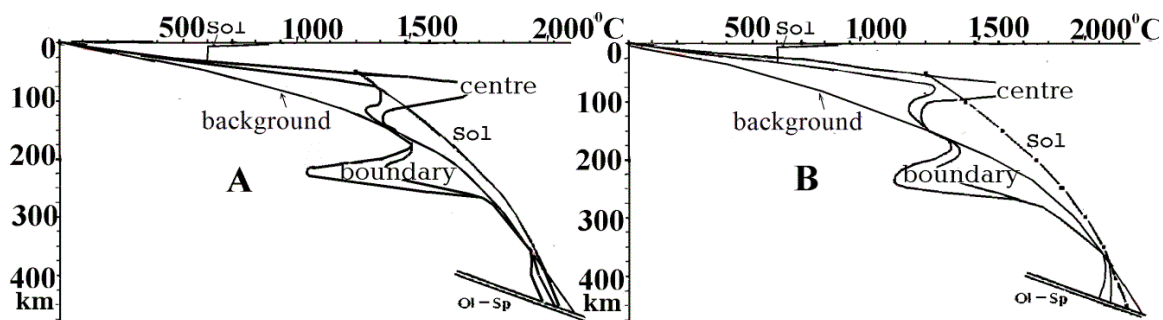


Рис. 9. Тепловые модели зон современной активизации в недрах Львовского прогиба (А) и Предкарпатского прогиба (В).

Усл. обозначения см. на рис. 4.

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

При контроле правильности выбранной схемы глубинного процесса 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. Эти замечания справедливы для всех этапов развития Карпатской геосинклинали кроме современной активизации. В последнем случае экспериментальные данные будут использованы для изучения этого незавершенного глубинного процесса.

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

1. Как отмечено выше, данные геотермометров характеризуют температуры палеозойского метаморфизма (для последнего этапа развития геосинклинали) пород коры в довольно широком диапазоне глубин. Их можно сравнить с расчетными (рис. 2). Типичные расхождения составляют менее 40°C, что вполне можно объяснить погрешностями экспериментальных данных.

2. Среди изверженных пород зоны TrC возрастом 10-15 млн л присутствуют образованные в очаге на глубине 50-100 км при температуре 1300-1350°C. Именно на этих глубинах располагается прогнозная кровля астеносферы (рис. 7) в рассматриваемый период, температура на этом уровне составляла 1300-1350°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) близки к имеющимся в зоне активизации Львовского прогиба. Сравнение расчетных и экспериментальных сведений о тепловой модели приведено на рис. 10.

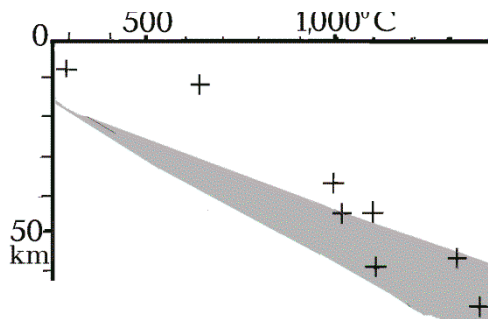


Рис. 10. Сравнение расчетных (серый контур) и экспериментальных (кресты) данных о распределении температуры в верхней тектоносфере Богемского массива и Львовского прогиба.

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 внутрикоровой адвекции, «затягивающей» относительно высокие Т на глубины 5-10 км (см. выше).

Отметим, что кровля зоны частичного плавления в коре в конце геосинклинали цикла оказывается практически одинаковой в герцинское и альпийское время (рис. 2 и 10).

4. Сделанные разными авторами оценки глубин источников магмы в TrC и FC на каждом из трех этапов эволюции альпийской геосинклинали Карпат сопоставлены в Таблица 1 с полученными по тепловым моделям (рис. 7-8).

Среднее различие составляет всего около 10 км, что 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 TrC в постгеосинклиналичное 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 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% (Sobolev et al., 1996, Irifune, 1987 и др.).

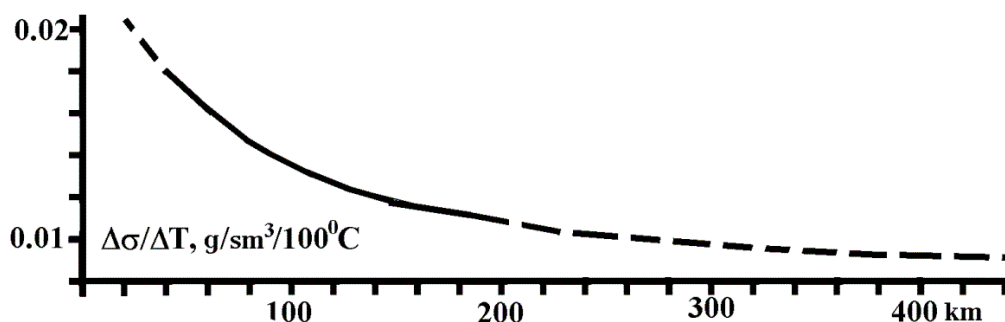


Рис. 11. Зависимость влияния температуры на плотность пород мантии от глубины. Штриховая линия – результат экстраполяции известных данных.

Появление зоны частичного плавления в верхней половине верхней мантии считалось приводящим к разуплотнению в 0.013 г/см<sup>3</sup> на каждый процент жидкости. Имеет значение и изменение состава коры – базификация ее частей в ходе активного процесса. Конечно, нельзя с полной уверенностью считать, что она произошла именно на рассматриваемом отрезке геологической истории региона. Но такое предположение использовалось. Степень изменений и интервал глубин восстанавливались по скоростному разрезу коры региона. Плавление у

подшвы верхней мантии не принималось в расчет: изменение объема в этих условиях практически не изучено.

Влияние различных эффектов на перемещение поверхности Карпат представлено в Таблица 2.

Таблица 2. 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 <sub>a</sub>	+0,2	+0,5	-0,3	-0,3	+1
Расплав	+0,6				+1,6
OI-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 FC					
		150-90	90-15	15-0	
T <sub>a</sub>		+0,3	-0,1	-0,3	
Расплав		+0,9	-0,8	+1,2	
OI-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 TrC 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. 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).

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. Анализ скоростного разреза с учетом высоких температур недр показывает, 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,  $\gamma$  – геотермический градиент в осадочном слое,  $\beta$  – коэффициент теплового расширения пород,  $L$  – толщина слоя,  $\alpha$  – температуропроводность,  $\nu$  – кинематическая вязкость) для осадочного слоя Карпат, получим его величину около 1,400, что отвечает возможности начала конвекции. Оценки скорости перемещения вещества в ячейке по методике, предложенной Л. Кноповым (Кнопoff. 1967), и формулам Г.А. Остроумова (Остроумов, 1952) приводят к близким результатам. Величина смещения составляет около 10 км за 1 млн л. 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 –  $0.32 \pm 0.01$  ГПа, на 15 км –  $0.43 \pm 0.02$  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. 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  $5^\circ$  (рис. 12).

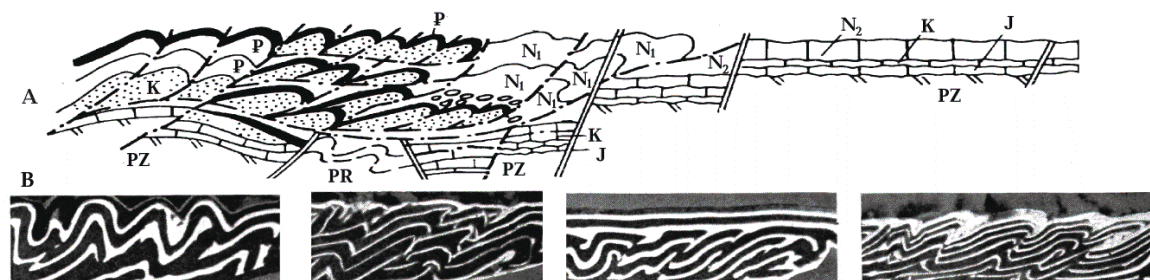


Рис. 12. Сравнение складчатой структуры Восточных Карпат по экспериментальным данным (Дослідження..., 2005) (А) и результатам моделирования (Гутерман, 1989) (В).

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

Анализ мощностей синхронных осадков в зоне FC позволяет констатировать две особенности, подробно описанные в геологической литературе (Глушко, 1994). 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

трога в Украинских Восточных Карпатах от юго-западной. Возможно, это связано с несинхронностью поднятия двух последних КТД в зоне FC и, соответственно, начала перестройки коры зоны под влиянием внедрений мантийных выплавок. 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 л назад и продолжающийся до геологически недавнего времени) связан с молодой активизацией региона. Она охватила в это время большую часть зоны TrC. Переместившаяся нижняя часть коры привела к погружению раздела М зоны FC, 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 FC должно быть сопоставимым по амплитуде с опусканием в тыльном прогибе - 1-1.5 км за 10-15 млн л.

Современный рельеф Украинских Карпат во многих внутренних районах горной системы создает наклоны на уровне 0.05-0.10, т.е. условия для складкообразования сохраняются до настоящего времени.

6. Приведенные выше современные тепловые модели верхних горизонтов мантии Карпатского региона демонстрируют перегрев в среднем примерно на 600<sup>0</sup>C. Ему соответствует понижение скорости продольных сейсмических волн на 0.36 км/с. Фоновая скорость на глубине первых десятков км под разделом М составляет около 8.15 км/с. Проведенные исследования (Гордиенко и др., 2012) показали, что в интервале глубин около 40-80 км скорость под регионом составляет 7.8 км/с.

7. Перегретые и частично расплавленные объекты в коре и верхней мантии региона должны отражаться в значительном росте электропроводности пород. Расчет показывает, что реальны проводники с величинами суммарной продольной проводимости (S) до 1,000 См. Область флюидизации над коровой зоной частичного плавления может обладать и несколько большей величиной S. Проведенные исследования показали (Гордиенко и др., 2011а), что такие проводники обнаруживаются, но задача их диагностики осложнена распространением под значительной частью региона области очень высокой S на сравнительно небольших глубинах. Она может быть объяснена только попаданием в зону флюидизации графитсодержащих пород. По геологическим данным это вероятно.

8. Отрицательные и положительные аномалии температуры в верхней мантии, зоны частичного плавления и полиморфных преобразований (см. выше) отражаются в аномалиях плотности пород. Учитывая влияние всех этих факторов можно рассчитать гравитационный эффект, создаваемый отличием плотности мантии под геосинклиналью от имеющейся под платформой. Он отразит всю сумму воздействия модельного процесса на современное состояние вещества. Для контроля правильности принятой схемы тепломассопереноса эффект сопоставим с установленным по экспериментальным данным. Для этого из наблюдаемого поля необходимо вычесть расчетный эффект земной коры и нормальной (платформенной) мантии. Не останавливаясь на технике такой операции, подробно рассмотренной во многих работах автора (Гордиенко и др., 2005, 2006, 2011а, 2012 и др.), обратимся к полученному результату.

Моделирование было проведено вдоль профиля ГСЗ, под которым известен скоростной разрез коры. Значения скорости пересчитаны в плотность, проведены расчеты для трехмерных объектов коры, по возможности наиболее полно отражающих ее структуру. Результаты – на рис. 13.

Расчетный эффект коры и нормальной мантии оказывается много выше наблюдаемого поля. Отклонения очень велики: уже на границе передового прогиба и складчатой зоны они достигают 50 мГал, в Закарпатском прогибе на границе с Паннонским – почти 200 мГал. Очевидна необходимость дополнить его полем разуплотненной мантии. После введения эффекта аномальной мантии наблюдаемое и расчетное поля практически уравниваются. Различия между ними составляют ±15-20 мГал, при указанном размере аномалий их можно считать вполне приемлемыми, объяснимыми погрешностями наблюдений и расчетов.

Моделирование проведено еще по 6 профилям, пересекающим регион по простиранию складчатых структур и поперек него. Результаты заметно не отличаются от представленных на рис. 13.

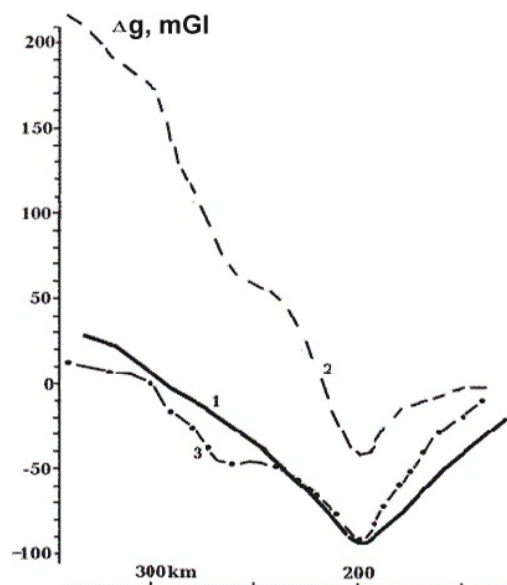


Рис. 13. Гравитационные эффекты вдоль профиля ГСЗ в Украинских Карпатах.

1 – наблюдаемое поле, 2,3 – расчетные поля (2 – для коры и нормальной верхней мантии, 3 – с учетом аномальной по плотности верхней мантии).

9. Очевидным методом контроля схемы процесса тепломассопереноса представляется сопоставление тепловой модели региона с распределением теплового потока. Однако для такой операции необходимо выполнение ряда требований. В тектонически и магматически активных регионах с повышенным ТП широко распространены локальные аномалии различной природы, без устранения их влияния нельзя быть уверенным, что экспериментальный материал пригоден для сопоставления с расчетным. В Карпатах, как и других регионах Украины, массовое определение ТП (на территории 600,000 км<sup>2</sup> здесь установлено 13,000 значений в отдельных скважинах) сопровождается внесением различных поправок, но в сложных случаях приходится все же прибегать к осреднениям как способу устранения помех неясной природы. В полной мере это относится к Карпатам (рис. 14).

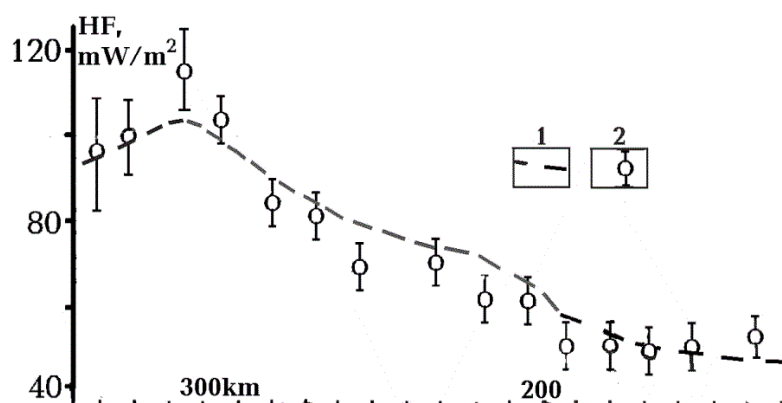


Рис. 14. Сравнение распределений расчетных (1) и экспериментальных (2) значений теплового потока вдоль профиля ГСЗ поперек Карпат (рис. 1).

Достигнутое согласование довольно полное. В районе зоны TrC его можно увеличить. Здесь в построенной модели отсутствует локальная конструкция, учитывающая дополнительную ячейку адвективного тепломассопереноса в верхней коре. Ее эффект увеличит ТП в центре прогиба примерно на 10-20 мВт/м<sup>2</sup>. Вообще принцип согласования расчетных и наблюдаемых параметров без подбора нельзя в «чистом виде» применить в случае современной активизации. Этот процесс (очень напоминающий первую фазу рифтогенеза) еще не завершен, отвечающий ему полный набор геологических явлений неизвестен, поэтому нет адекватной модели тепломассопереноса. В данном случае на согласование расчетных и наблюдаемых ТП довольно сильно влияет выбор возраста последнего вторжения магм в верхнюю кору. В расчете использованы 2 млн л, отвечающие большинству датировок. Но есть



датировки 1 млн л, при таком возрасте источника тепла согласование улучшится. Однако, для этого потребуется некоторое увеличение ширины зоны активизации.

Проведенный анализ глубинных процессов в тектоносфере Украинских Восточных Карпат и их последствий, которые могут быть сопоставлены с геологическими явлениями и физическими полями, показал значительную согласованность экспериментальных и расчетных данных. В большинстве случаев, где это представлялось возможным, достигнуто количественное соответствие без подбора параметров глубинных процессов. Это позволяет высоко оценивать применимость использованной гипотезы,

## ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА

Геологическая история Камчатки изучена значительно меньше, чем Карпат. Имеющиеся сведения обнаруживают большое сходство в развитии этих регионов. Здесь также выделены две зоны, западная начала альпийский геосинклинальный процесс несколько раньше восточной. Именно для последней построена очень детальная трехмерная скоростная модель коры и верхней мантии (до 200 км, глубже – одномерная), позволившая создать плотностную и проанализировать гравитационное поле. В этом же районе выполнены глубинные геоэлектрические исследования, много петрологических данных. Кроме Восточной Камчатки скоростная модель охватывает глубоководный желоб и окраину Северо-Западной плиты Тихого океана. Именно эти обстоятельства и обусловили выбор региона для описанных ниже исследований.

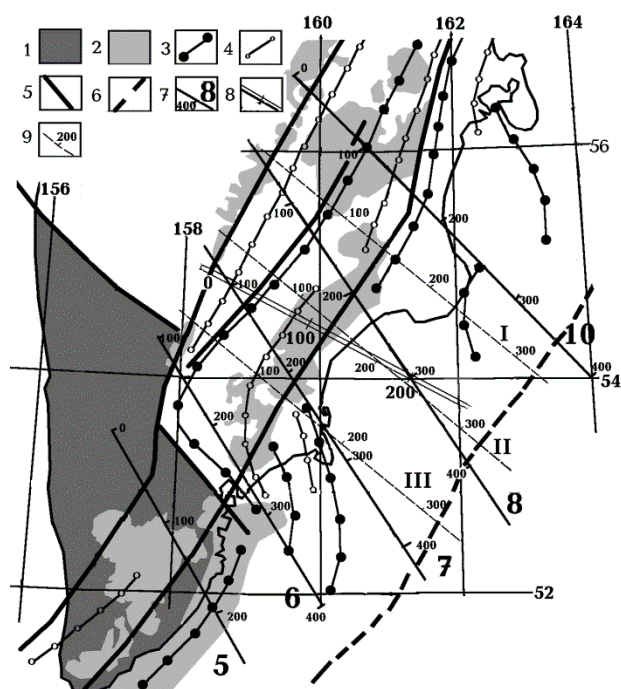


Рис. 15. Восточная Камчатка. Элементы геологического строения и расположение профилей со скоростными разрезами мантии.

1 - активизированная часть Охотоморской плиты, 2 - молодые эффузивы, 3,4 - оси (3 - антиклиналей, 4 - синклиналей), 5 - основные разломы, 6 - ось желоба, 7 - профили, вдоль которых построены скоростные модели, и пикеты на них (см. ниже), 8 - сводный интерпретационный профиль, 9 - профили, вдоль которых построены плотностные модели.

Схема глубинных процессов и эволюция тепловой модели на окраине Северо-Западной плиты Тихого океана (восточнее пк 240 на профиле) соответствует описанной в (Гордиенко, 2001б), и здесь дополнительно не рассматривается. Полученные глубинные

Т включены в общую модель. Проведено моделирование процессов в Западно-Камчатской геосинклинали (западнее пк 0), их влияние также учтено в тепловой модели на профиле.

Построение схемы глубинных процессов на Камчатке напоминает аналогичную операцию, проведенную в Карпатах. Принято, что ширина зон Западной и Восточной Камчатки примерно одинакова - около 240-250 км (т.е. кратна размеру КТД, рядом размещаются 4 кванта тектонического действия). Начало процесса на западе - 140 млн л назад, завершение - 60 млн л назад. На востоке - 120 и 20 млн л соответственно (Тектоносфера..., 1992, Горячев, 1966, Мараханов и др., 1981 и др.). На восточном краю профиля на развитие процесса заметно влияют события под океанической плитой, на западном - в недрах ранних альпид.

Перемещения вещества происходили из интервалов глубин, где могли формироваться КТД (т.е. к моменту их образования существовал слой частичного плавления), в стандартные для геосинклинального процесса интервалы глубин выше астеносферы: 1) 120 млн л назад на пк 0-100 с глубин 330-480 км и на пк 100-200 - с глубин 260-460 км на глубины 160-220 км. 2) 80

млн л назад на пк 0-100 с глубин 380-480 км и на пк 100-170 - с глубин 180-260 км на глубины 100-160 км. 3) 20 млн л назад на пк 0-80 с глубин 120-190 км, на пк 80-120 - из интервала 120-180 км, на пк 120-160 - с глубин 140-180 км и на пк 180-240 - с глубин 440-480 км на 40-100 км. Времена подъемов КТД оценены примерно, при более детальном анализе геологической истории геосинклинали они могут быть уточнены. На всех участках профиля (кроме самого восточного с тонкой корой) последний этап процесса дополнен вторжениями в кору на глубины примерно 20-40 км. В последние несколько млн л территория Камчатки охвачена современной активизацией. В модели она была представлена выносом в кору расплава из остаточной астеносферы на пк -20-0 и 40-80 5 и 0,5 млн л назад (Мараханов и др., 1981 и др.).

Каждое перемещение вещества приводило к формированию зон аномальных температур разных знаков на разных глубинах. Они рассматривались как нестационарные трехмерные источники тепла, эффект которых рассчитывался во всем временном интервале от момента возникновения до настоящего времени. Аномальные  $T$  суммировались с фоновой температурой, существовавшей до активного процесса. Догеосинклиальная история Камчатки изучена слабо, поэтому в качестве фона использовалась тепловая модель, полученная для других альпид.

Результативная тепловая модель вдоль интерпретационного профиля представлена на рис. 16.

На Камчатке не много геологической информации, пригодной для количественного контроля применяемой схемы глубинных процессов. Наиболее интересным в этом смысле представляется контроль с помощью скоростной и плотностной моделей. Детальность скоростной модели (Гонтовая и др., 2003, 2005, 2006, Низкоус и др., 2006) достаточна для фиксации разницы в строении коры и верхней (до 200 км) мантии частей региона. Схема глубинного процесса (и тепловая модель) представляют собой только двумерную конструкцию. Под такую структуру модели «подстроена» и использованная геологическая информация. Считалось, что молодой вулканизм представлен двумя поясами, протягивающимися через весь регион (см. выше).

Для сопоставления с такой осредненной конструкцией выбраны данные по трем профилям (представляющим трехмерную томографическую модель), на которых не должно заметно сказываться влияние районов, обрамляющих Камчатскую геосинклиаль с севера и юга – пр. 7, 8 и 10 на рис. 15. Сравнение проводилось как со средней для трех профилей скоростной моделью мантии так и с построенными вдоль каждого из них (см. ниже).

Очевидно, что тепловая модель включает мантийную астеносферу (превышение  $T$  солидуса) на глубинах примерно 70-120 км и небольшой по мощности слой частичного плавления в коре на глубинах около 20-30 км. В последнем случае частичное плавление считалось появляющимся при  $T$  более  $600^{\circ}\text{C}$  (Гордиенко, 2012). Возможно отсутствие обоих слоев частичного плавления на пк 130-170. Вероятным кажется и существование небольшого слоя частичного плавления в низах наиболее прогретой части самой толстой коры при  $T > 1,050^{\circ}\text{C}$ .

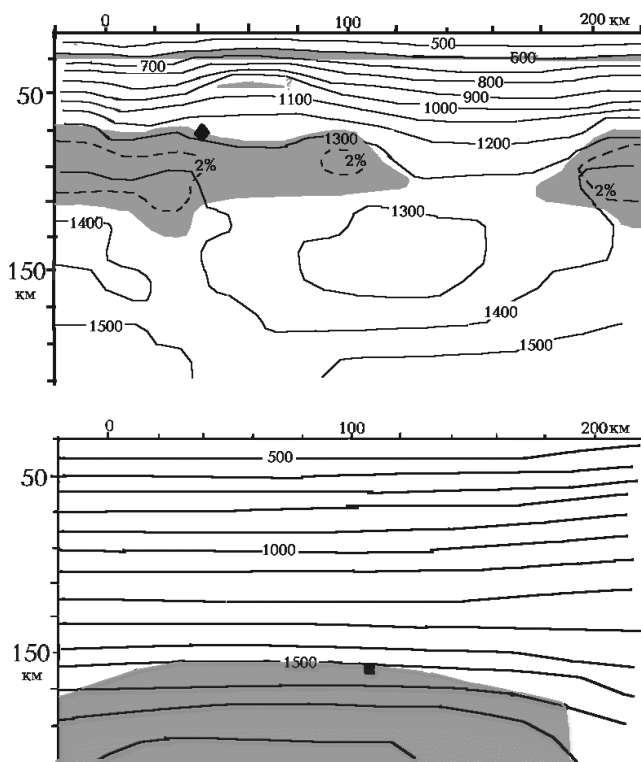


Рис. 16. Тепловая модель (изотермы в  $^{\circ}\text{C}$ ) вдоль профиля. Верхний рисунок - современная модель, нижний - для 100 млн л назад. Серым показаны слои частичного плавления. Штриховая линия - граница области концентрации расплава более 2%. Черными ромбом и квадратом отмечены очаги магматизма по петрологическим данным (см. ниже).

Коровая часть тепловой модели, не участвующая в построении скоростной, рассчитана в самых общих чертах, без возможной детализации, отражающей довольно сложные внутрикоровые процессы, характерные для постгеосинклинальной активизации.

Сведения о температурах и давлениях (глубинах), при которых сформировались коровые породы, в настоящее время находящиеся на поверхности (Тектоносфера..., 1992, Мараханов и др., 1981, Фролова и др., 1989), позволяют проконтролировать коровую часть тепловой модели (рис. 17).

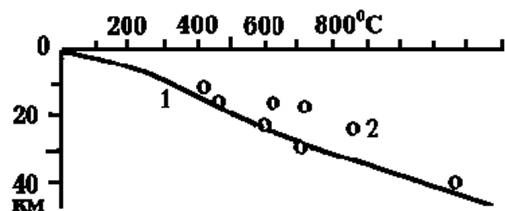


Рис. 17. Сопоставление расчетных (1) и экспериментально установленных (2)  $T$  в коре Камчатки.

В целом согласование достигается. Превышение экспериментально установленных  $T$  над расчетными в некоторых районах приурочено к интервалу глубин над слоем частичного плавления в коре. Высокие температуры отражают здесь прогрев ее пород вокруг вторжений магмы в верхнюю часть коры. Этот элемент процесса не рассматривался в модели. При его анализе подобные аномалии  $T$  находят объяснение (см. выше).

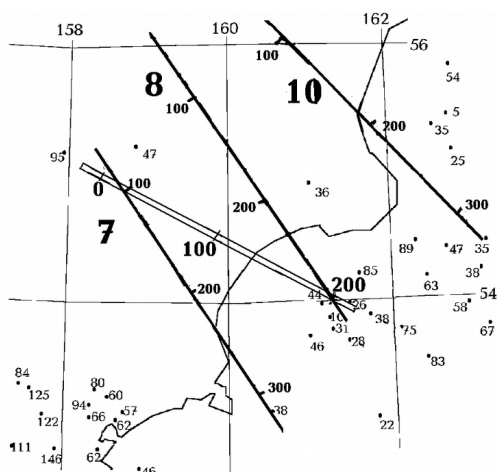


Рис. 18. Распределение ТП (в мВт/м<sup>2</sup>) в районе исследований по (Смирнов и др., 1991).

По петрологическим данным (Фролова и др., 1989) глубины очагов молодого магматизма в мантии Камчатки могут располагаться на глубинах от  $70 \pm 10$  км до  $140 \pm 20$  км. Этот результат неплохо согласуется с современной тепловой моделью (рис. 16). С использованием большего количества данных глубины магматических очагов и температуры в них рассмотрены в (Гордиенко, 20146), где приведена соответствующая библиография. Для очагов инициального магматизма установлены глубины и температуры  $215$  км и  $1,750^\circ\text{C}$ ,  $155$  км и  $1,550^\circ\text{C}$ . В средней части цикла -  $90$  км и  $1,300^\circ\text{C}$ , для финальной стадии и современной активизации -  $55$  км и  $1,200^\circ\text{C}$ . Эти данные согласуются с тепловыми моделями соответствующих возрастов.

Таким образом, петрологический контроль тепловой модели можно считать успешным. Он может быть продолжен с использованием сведений о составе изверженных пород мантийного происхождения другого возраста в других районах Камчатки.

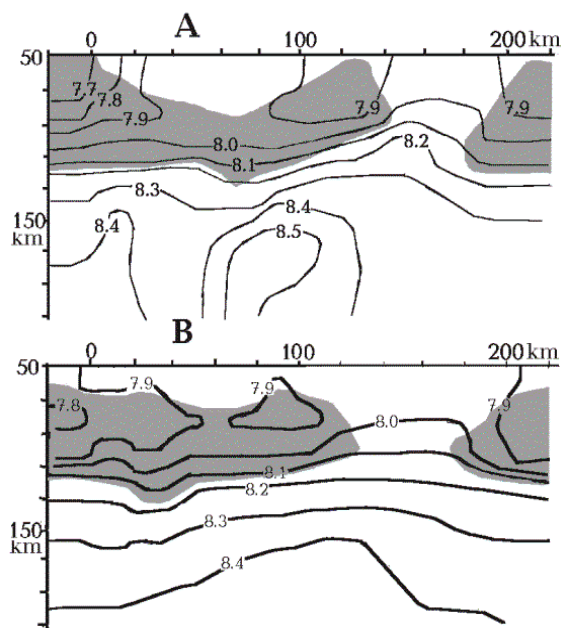


Рис. 19. Экспериментальная (А) и расчетная (В) скоростные модели вдоль профиля. Серым цветом показана астеносфера.

Логичным кажется контроль тепловой модели распределением теплового потока в регионе.

Практически он малоэффективен из-за слабой геотермической изученности Камчатки (рис. 18).

На основе тепловой модели (по отличиям температур на разных глубинах от фоновых под докембрийской платформой) и данным о распределении скоростей в мантии докембрийской платформы (отвечающим принятой гипотезе и лерцолитовому составу

мантийных пород) вычислены значения  $V_p$  в регионе, которые и сопоставлены с экспериментально установленными. Данные об изменении  $V_p$  с температурой на разных глубинах в настоящее время неплохо исследованы. Они приведены, например, в (Sobolev et al., 1996). При расчете вид  $V_p = f(T)$  упрощен до линейного, что не приводит к погрешностям более 0,01 км/с. Считалось, что отличия в температуре от фоновой (под платформой) в 100°C изменяют  $V_p$  на 0,06 км/с, при появлении расплава (превышении температуры солидуса пород мантии -  $T_c$ ,  $T_c = 1,013 + 3,914N - 0,0037N^2$ , где  $N$  - глубина в км) значения  $V_p$  дополнительно понижаются на 0,07 км/с на каждый % его концентрации. Количество расплава считалось увеличивающимся от 1% в точке солидуса на 1% с ростом  $T$  на 50°C (Гордиенко, 2012; и др.).

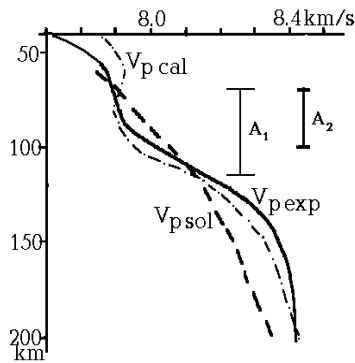


Рис. 20. Сравнение средних расчетных и экспериментальных скоростей на профиле.  $A_1$  - астеносфера по данным сейсмологии и геотермии,  $A_2$  - астеносфера по данным геоэлектрики (см. ниже).

Расчетная скоростная модель вдоль интерпретационного профиля представлена на рис. 19, где сопоставлена с экспериментальной.

Очевидны совпадающие с экспериментальной моделью и отличающиеся от нее элементы. В обобщенном виде их можно представить, сравнивая средние для каждой глубины значения  $V_p$  (рис. 20). Расчетные скорости (за исключением самой верхней части разреза) оказываются незначительно ниже экспериментальных.

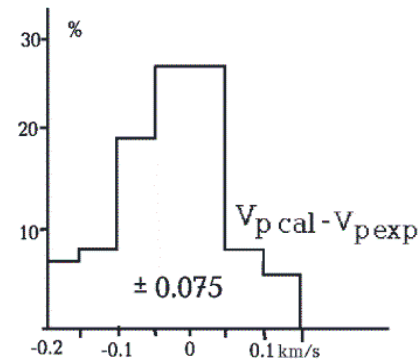


Рис. 21. Гистограмма различий расчетных и экспериментальных  $V_p$  на профиле.

Более детальный анализ соответствия расчетной и наблюдаемой скоростных моделей был проведен следующим образом (Гонтовая и др., 2006). Площади моделей разбиты на элементарные ячейки размером 20x20 км, в каждой рассчитано среднее значение  $V_p$ . Гистограмма распределения различий между ними представлена на рис. 21. Распределение различий несколько отличается от нормального, но оценка модальной величины (0,075 км/с) довольно надежна. Представляется, что ее можно объяснить погрешностями обоих сравниваемых величин (погрешность расчета явно не меньше 0,05 км/с). Таким образом, согласование можно признать приемлемым.

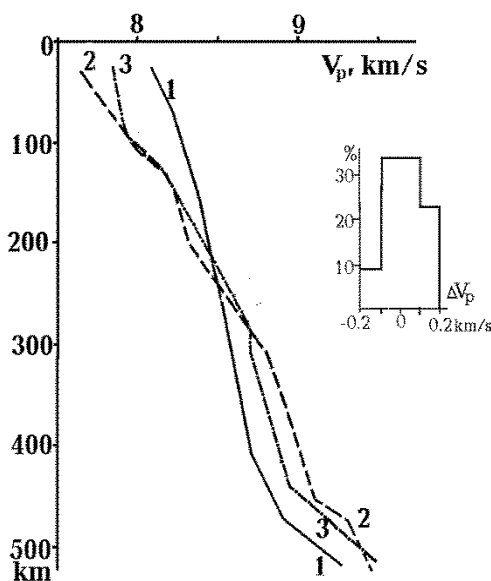


Рис. 22. Сравнение полученной скоростной модели верхней мантии островных дуг с построенными по представлениям АПГ.

1 – распределение скорости в верхней мантии докембрийской платформы, 2 – распределение, построенное в (Gordienko et al., 2016), 3 – прогнозная скоростная модель для верхней мантии альпийской геосинклинали по АПГ.

Среднее отклонение по результатам сравнения с индивидуальными разрезами на трех профилях – 0,12 км/с. В столь сложных условиях сравнения такое расхождение можно признать удовлетворительным, т.е. считать, что при принятом составе и минералогии пород мантии и распределении  $T$  экспериментально установленные значения скорости удается объяснить.

Для всей верхней мантии Камчатки скоростная модель была построена по тепловой в работе (Gordienko et al., 2016) – рис. 22.

Расхождение между скоростными моделями составляет в среднем около 0.1 км/с, что вполне объясняется погрешностью экспериментальных данных. Отличия моделей от платформенной указывают на адвективный характер теплопереноса.

Тепловая модель, отражающая глубинные процессы в регионе, должна в какой-то мере отражать и такой важный параметр современного этапа этих событий как сейсмичность.

Для ее анализа необходимо рассмотрение многих параметров среды и характеристик землетрясений. Поэтому он будет проведен в специальном разделе, в значительной мере основанной на работе (Гордиенко, 2014а).

**Тепловая модель и данные геоэлектрики.** В различных публикациях приводятся несколько различающиеся интервалы глубин, в которых располагается проводящий (с удельным электрическим сопротивлением  $\rho$  - менее 100 Ом·м) слой в мантии под Восточной Камчаткой и Кроноцким заливом (Мороз, 1991 и др.): от 40-150 до 110-180 км. Такая неопределенность вполне объясняется сложными условиями выделения объекта под изменчивыми по  $\rho$  и весьма значительными по суммарной продольной проводимости коровыми проводящими зонами.

Сопоставление тепловой и скоростной моделей с геоэлектрической обнаруживает их существенное рассогласование. Коровые части качественно близки. Мантийные - нет. Различия в глубине подошвы проводника не принципиальны. Ведь в геоэлектрике наиболее надежно определяемые параметры - глубина кровли объекта и значение суммарной продольной проводимости. Но  $S$  по геоэлектрической модели составляет 8,500-9,000 См, а по тепловой и сейсмологической – 1,500-2,000 См. Оценка  $S$  астеносферы в тепловой и сейсмологической моделях проведена для практически сухих условий плавления и средней концентрации расплава около 2%. Для достижения величины  $\rho$  в проводнике 5-10 Ом·м в этом случае необходима его концентрация 12%, что отвечает аномалии скорости около 1 км/с. Подобная аномалия представляется нереальной в значительном интервале глубин. Сегрегация расплава и вынос его вверх (соответственно - обеднение концентрации в слое) происходят при 3-5%.

Оценка  $\rho$  может измениться только в случае большого содержания флюидов в мантийном расплаве. Имеющиеся оценки величины этого параметра для молодых изверженных пород Камчатки (Фролова и др., 1989, Volynets et al., 1994 и др.) не выходят за рамки, в пределах которых влияние флюида на  $\rho$  астеносферы незначительно (Gordienko, 2001). Дополнительное изучение данных геоэлектрики привело к установлению интервала глубин высокой электропроводности в мантии Восточной Камчатки (в целом, как единого региона) 70-110 км (Мороз, 2009). Это близко к данным тепловой и сейсмологической моделей.

**Плотностная модель тектоносферы.** Упомянутая выше трехмерная скоростная модель включает земную кору. Она оказалась достаточно детальной и достоверной для построения (с привлечением других данных – (Аносов и др., 1978 и др.)) схематических плотностных моделей вдоль трех профилей, пересекающих Восточную Камчатку (рис. 15). Коровая модель представляла собой распределение глубин раздела М, скоростных уровней 6,5, 7 км/с и фундамента. Между изолиниями 7 и 6,5 км/с пластовая скорость считалась равной 6,7 км/с. Значение  $V_p$  на поверхности фундамента принято равным 6,0±0,5 км/с, между ним и изолинией 6,5 км/с скорость считалась средней. Таким образом, использованный скоростной разрез очень схематизирован, но при имеющемся фактическом материале нельзя строить более подробный: детали будут недостоверны.

Широкое распространение в коре Камчатки основных и ультраосновных пород заставляет использовать наряду с обычными и формулы пересчета  $V_p$  в  $\sigma$ , применяемые для слоя коромантийной смеси (КМ):  $\sigma = 2,69 + 0,26(V_p-6)$  и  $\sigma = 3,02 + 0,28(V_p-7)$ , где  $\sigma$  – плотность в г/см<sup>3</sup>. Конечно, в большей мере это относится к нижнему слою консолидированной коры: без влияния высокой температуры значения скорости здесь отвечали бы слою КМ. Небольшие поправки (0,005-0,01г/см<sup>3</sup>) учитывали аномальный прогрев коры. Мощность и плотность (2,55 г/см<sup>3</sup>) осадочно-вулканогенного чехла на суше принята по (Тектоносфера..., 1992 и др.). Она не противоречит немногочисленным и достаточно разнообразным данным о скорости сейсмических волн в чехле Камчатки (2,4-4,6 км/с). Мощность осадков под дном моря принята уменьшающейся от берега к желобу от 4-5 до 1-0,5 км в соответствии с типичными распределениями этого параметра в других районах на южной Камчатке, на Курилах и Хоккайдо. Считалось, что плотность несколько ниже установленной на суше – 2,45 г/см<sup>3</sup>.

Материала для уточнения параметра  $\eta$ , а влияние его изменения на эффект коры едва ли значительно.

Расчетный гравитационный эффект коры при условии нормального распределения плотностей в верхней мантии по форме напоминает распределение наблюдаемого поля, но по уровню не имеет с ним ничего общего: он выше примерно на 200 мГал (170-190 мГал на суше и более 200 мГал на море). Величина мантийной аномалии в общем напоминает распространенную в альпийской геосинклинали, охваченной современной активизацией, и в молодых океанических котловинах. Она указывает на очень интенсивный прогрев верхней половины верхней мантии, который (согласно АПГ) неизбежно связан с охлаждением нижней половины и полиморфными преобразованиями мантийных пород.

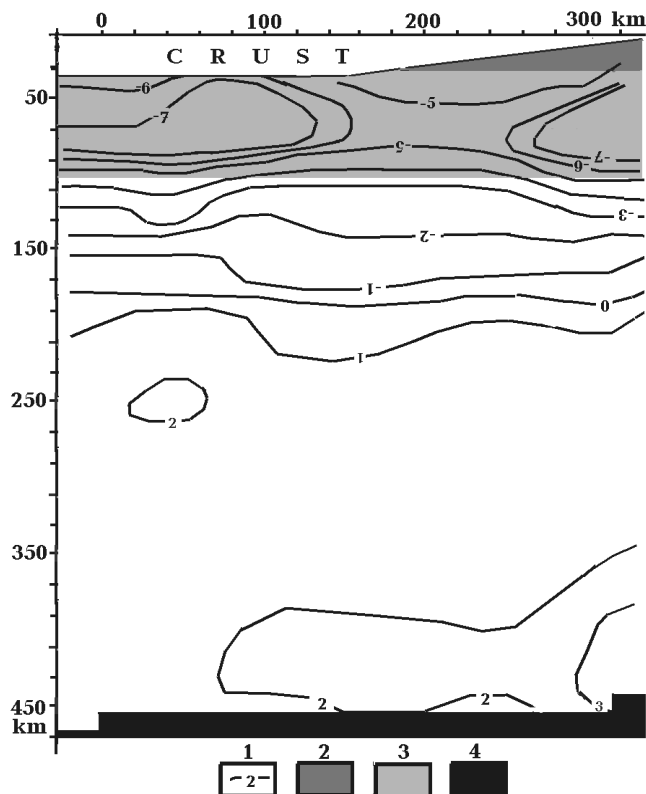


Рис. 23. Аномальные плотности в верхней мантии под профилями.

1 – изолинии аномальных плотностей (в  $0,01 \text{ г/см}^3$ ), связанных с аномальными температурами и частичным плавлением, 2 – зона плагиоклазового лерцолита, 3 – зона шпинелевого лерцолита, 4 – зона (выше 470 км) аномального уплотнения в связи с полиморфным переходом на подошве верхней мантии.

Для верхней части мантии (примерно до 200 км) тепловая модель уже была приведена выше. Некоторое уточнение коснулось мантии котловины. Главная проблема построения тепловой модели котловины на всю мощность верхней мантии – в отсутствии достоверной геологической информации о событиях последних десятков млн. лет. Дело осложняется еще и тем, что

под возвышенностью Обручева процесс может быть отличным от происходящего в собственно котловине. При близких температурах в верхней половине верхней мантии для разных вариантов процесса  $T$  в нижней половине могут оказаться существенно разными, вызвать изменения плотности (в том числе значительные – при достижении условий полиморфного преобразования пород), отличные от использованных при расчете. Эти соображения заставляют ограничить область расчета осью желоба. Дальше к юго-востоку достоверность результатов может резко сократиться.

Распределение температур использовано для расчета аномальных плотностей. На них влияют следующие факторы.

1. Изменения  $\sigma$  по сравнению с нормальным распределением ( $T_n$ ) под влиянием аномальной  $T$ , т.е. ее отличия от фоновой. В точке солидуса ( $T_s$ ) количество жидкости считалось равным 1%, для увеличения ее концентрации на 1% (до уровня сегрегации - предположительно в 3-5%) считался необходимым нагрев на  $50^\circ\text{C}$ . Появление 1% базальтовой жидкости (на глубинах, представленных в модели) уменьшало плотность на  $0,0033 \text{ г/см}^3$ . Эту связь нельзя распространять ниже: при составе выплавки, отвечающем составу породы, глубже 200-250 км расплав плотнее твердой мантии.

2. Высокие  $T$  привели к переходу мантийных пород в интервалах глубин примерно М-30 и 30-100 км соответственно в плагиоклазовую и шпинелевую фации. Это понизило их плотности на  $0,125$  и  $0,08 \text{ г/см}^3$  (Гордиенко, 2012 и др.). Представление о сохранении под тонкой океанической корой реликтов переработанной континентальной (до 33 км) в Северо-Западной котловине (Геодинамика..., 1997) приводит к тем же плотностям.

3. При охлаждении низов верхней мантии опустившимся туда менее глубинным веществом создаются условия для перехода через температуру, при которой оливин преобразуется в

минерал со структурой шпинели, что ведет к уплотнению породы примерно на  $0,21 \text{ г/см}^3$  (Гордиенко, 2012 и др.). При нормальном распределении  $T$  преобразование происходит на глубине около 470 км.

Аномальные величины плотностей пород верхней мантии региона представлены на рис. 23.

Погрешность расчета эффекта аномальных плотностей мантии точно определить не удастся. Реальные погрешности расчета  $T$  (Гордиенко, 2012 и др.) позволяют оценить ошибки установления границ зон полиморфных преобразований в первые километры. С ними могут быть в каждом случае связаны погрешности расчета поля 10-15 мГал.

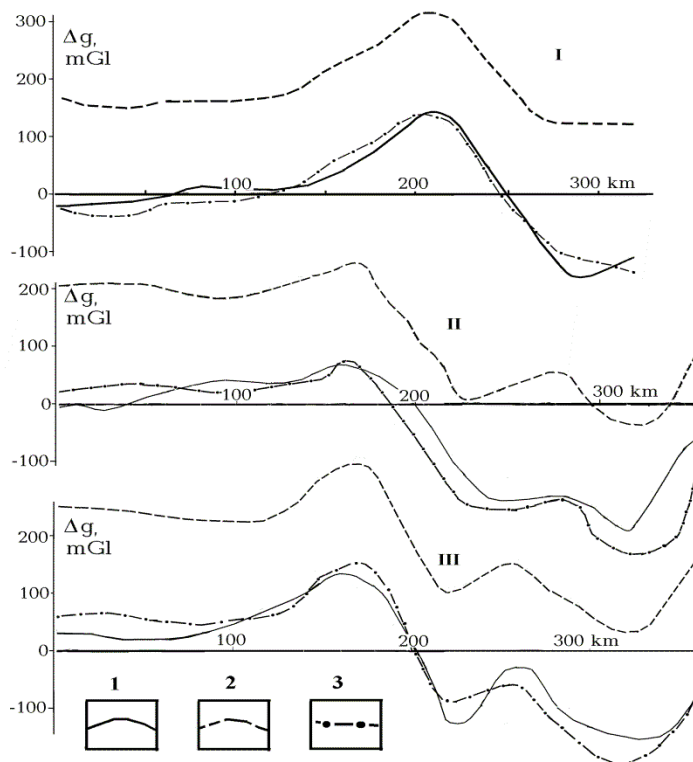


Рис. 24. Сравнение расчетного и наблюдаемого гравитационного полей вдоль профилей I, II, III.

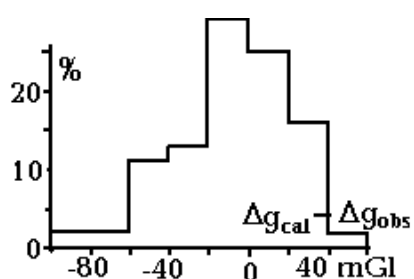
1-3 – гравитационное поле: 1 – наблюдаемое, 2,3 – расчетное (2 – эффект коры и нормальной мантии, 3 – с учетом аномальности плотности мантии).

Учитывая все перечисленные выше ошибки расчетного и наблюдаемого полей как  $(\Sigma(\Delta g)^2)^{0,5}$ , получим оценку обусловленного ими расхождение сравниваемых величин  $\Delta g$  около 40 мГал.

Расчетный гравитационный эффект аномальных плотностей в верхней мантии под профилями позволяет примерно уравнивать расчетное и наблюдаемое поля (рис. 24). Значительные расхождения обнаруживаются преимущественно

в морских частях профилей, где ошибки обеих сравниваемых величин могут возрастать. При уточнении используемой априорной информации не исключено приближение расчетного поля к наблюдаемому. В целом достигнутое согласование полей, учитывая неточность - а иногда и гипотетичность – привлеченных данных и колоссальные перепады значений гравитационного поля на профилях, можно признать удовлетворительным.

Максимальные расхождения расчетного и наблюдаемого полей достигают в некоторых пунктах 80-100 мГал, что очень много, но не противоречит сделанной выше оценке. Максимальные расхождения приходятся на желоб и район восточнее него. Полностью результаты сравнения полей представлены на рис. 25. Из них ясно, что среднее различие полей



на всех трех профилях не превышает прогнозного и составляет 30-40 мГал. Гистограмма распределения расхождений более или менее симметрична и демонстрирует его относительную близость к нормальному распределению.

Рис. 25. Гистограмма расхождений расчетного и наблюдаемого полей вдоль профилей I, II, III.

В целом можно утверждать, что в случае Камчатки согласование прогнозных и экспериментально установленных параметров достигается без подбора с уровнем расхождений, отвечающим погрешностям обоих.

## ВЫВОДЫ

Поставленная перед работой над разделом о глубинных процессах в тектоносфере геосинклинали задача решена. Удалось на количественном уровне (в рамках реальных

погрешностей) объяснить геологические явления и физические поля в двух альпийских геосинклиналях (и многих других – см. вводную часть раздела). Тем самым продемонстрирована применимость разработанной гипотезы глубинных процессов к самому сложному типу эндогенного режима – геосинклинальному.



## 7. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТЫ И ЗОНЫ СОВРЕМЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ

В определении термина «рифт» автор следует хорошо обоснованной триаде Г. Клооса : «подняtie-раскалывание-вулканизм» (Cloos, 1939). Другие геологические события, часто наблюдаемые на территориях рифтов, могут дополнять процесс, но не являются его частью. Предметом исследований автора были рифты на территории Украины – Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ), Припятский прогиб (ПП), Припятский вал (ПВ), Волино-Подольский прогиб (Гордиенко, 2012, Гордиенко и др., 2006, 2012а и др.) и в Европе – Рено-Ливийская система (Бурьянов и др., 1987, Гордиенко и др., 1985 и др.). Рассматривались также проявления рифтогенеза в Центральной Азии и на Тихоокеанской окраине Азии (Гордиенко и др., 1990, Тектоносфера..., 1992).

Как инструмент анализа в АПГ используется построение моделей теплопереноса в тектоносфере последствия которого контролируются собой сопоставлением с экспериментальными геолого-геофизическими фактами (Gordienko, 2015a). Различия (без подбора параметров модели) должны быть не больше обусловленных погрешностями наблюдения и расчета. Эффективность такой процедуры связана с количеством пригодных для сопоставления фактов, которое с возрастом процесса сокращается. Оно максимально для

альпийских рифтов, где значимы возмущения физических полей и моделей, обусловленные аномальными температурами (Т) недр.

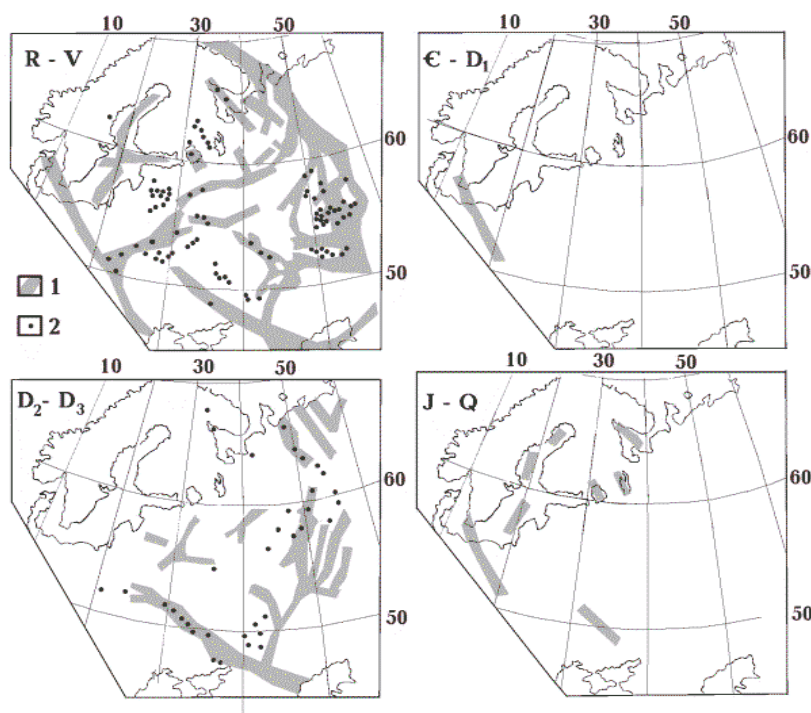


Рис. 1. Схема рифтогенеза на Восточно-Европейской платформе по (Милановский, 1983) с дополнениями из (Бутурлинов, 1979, Эллерн, 1979, Гавриш, 1987, Гоньшакова и др., 1973, Короновский, 1984, Корзун и др., 1977, Леонов, 1976, Лукин, 1997, Шумлянский, 1983, Валеев и др., 1969).

1 - грабены, 2 - проявления магматизма.

Поэтому для иллюстрации гипотезы используется Центральный массив Франции в Рено-Ливийской рифтовой системе. С другой стороны, несмотря на герцинский возраст ДДВ предоставляет обширный материал для контроля глубинного процесса из-за своей детальной изученности.

В разделе кратко рассмотрены в основном на украинском материале также процессы в тектоносфере зон одноактной (преимущественно - современной) активизации, близкие к начальной фазе рифтогенеза.

### ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКАЯ ВПАДИНА

Рифт ДДВ является составной частью девонской системы Восточно-Европейской платформы (ВЕП), которую предваряет рифейская система (рис. 1).

**Геологическая история.** Очевидно, что в рифее-венде активизация охватывала почти всю территорию платформы, затем наступил длительный период относительного тектонического и

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

В мезозое-кайнозое вновь наступает почти повсеместная пауза в тектоно-магматической активности протяженностью около 250 млн л, предположительно завершившаяся современной активизацией (см. ниже). "Самая поздняя фаза тектонической активности авлакогенов и зон разломов на Восточно-Европейской платформе относится к позднему(?) плиоцену - антропогену" (Милановский, 1983, с.74).

Следов рифейского процесса в ДДВ немного, среди них можно упомянуть обломки пород соответствующего (явно - додевонского) возраста, вынесенные поднимающимися соляными диапирами со склонов выступов фундамента впадины. Скважинами вскрыты диабазы с абсолютным возрастом около 700 млн л (Лукин, 1997).

Не исключено, что приуроченность рифейского и палеозойского рифтов к одному району обусловлена своеобразием его предшествующей истории. "... возможно, что Днепровско-Донецкий авлакоген (включая его западную, припятскую часть, активно развивавшуюся только в девоне)... наследует чрезвычайно древнюю - раннеархейскую (или даже катархейскую) линейную подвижную зону фундамента." (Милановский, 1983, с.43). Повышенная активность может быть связана с величиной теплогенерации (ТГ) мантийных пород, несколько превышающей обычную для докембрийской платформы (Gordienko, 2015b).

На рис. 2 представлена схема структуры ДДВ и продолжающих ее по простиранию ПП и ПВ. Последний в позднем девоне развивался в полном соответствии с моделью Г. Клооса, здесь не возникли заметные погружения. В Припятском прогибе к собственно рифтогенезу добавилось образование неглубокого девонского прогиба, дополненного в верхней части разреза мезо-кайнозойскими осадками незначительной мощности.

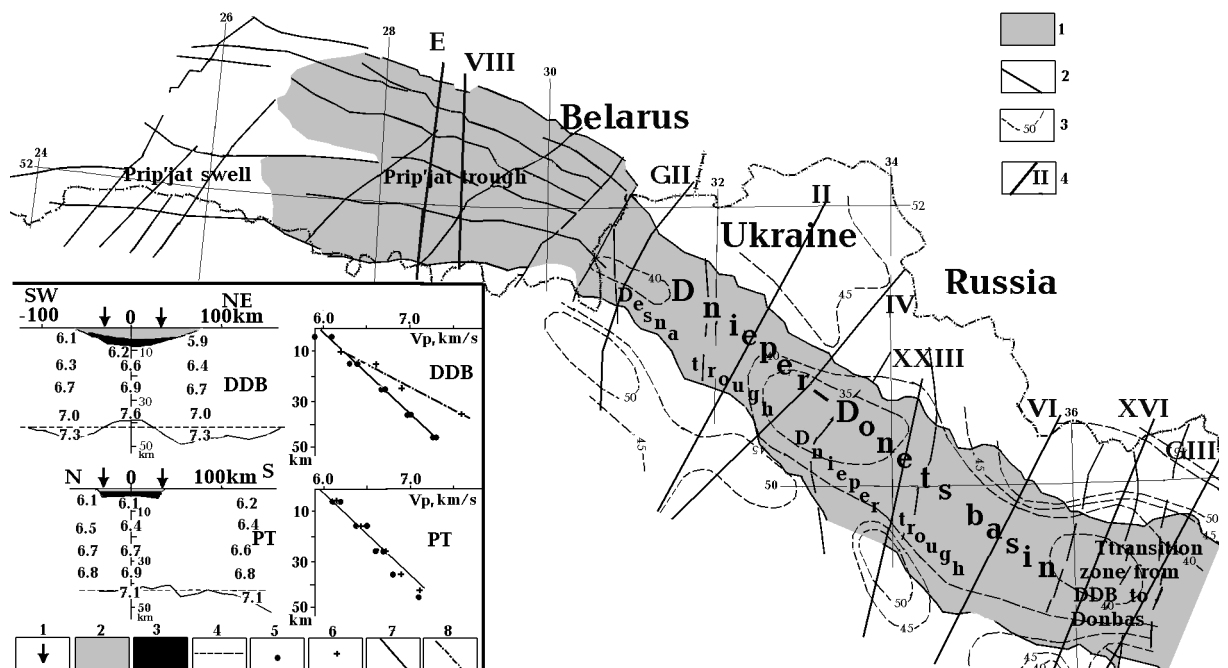


Рис. 2. Структурная схема ДДВ и соседних элементов девонской рифтовой системы по (Карта..., 1988 и др.).

1 – впадины, 2 – основные разломы, 3 – изолинии глубины раздела Мохо (км), 4 – профили ГСЗ.

На врезке: Осредненные скоростные модели коры ДДВ, ПП и прилегающих территорий. (Гордиенко и др., 2006 и др.)

1 - зоны краевых разломов грабенов, 2 - осадки Q-C, 3 - осадки D, 4 - фоновая глубина раздела М на УЩ (42.5 км), 5,6 - значения  $V_p$  (5 - вблизи впадин, 6 - в грабенах), 7 - фоновое

распределение  $V_p$  в коре УЩ, 8 - распределение  $V_p$  в консолидированной части коры под грабеном ДДВ.

В эйфельское время (начиная примерно с 400-395 млн л назад) для будущей ДДВ и прилегающей территории характерно поднятие, сопровождаемое формированием первых узких и неглубоких приразломных впадин. "... отложения древнее эйфеля-живета встречаются спорадически, обладают ничтожной мощностью (в Днепровско-Донецкой впадине известная мощность эйфельских отложений - 20-30 м) и возраст их большей частью проблематичен" (Леонов, 1976, р.168). "...прямых указаний на их (грабенов -авт.) существование в доэйфельское время нет" (Леонов, 1976, р.170). "... в конце среднего девона происходили восходящие движения субстрата и рифтогенез, обусловившие размыв девонских образований на бортах и приподнятых блоках..." (Вулканизм..., 1977, с.26). Восходящие движения продолжались до примерно 370 млн л назад, потом возобновились на короткое время около 360 млн л назад (Вулканизм..., 1977).

Площадь поднятий вокруг ДДВ в несколько раз превосходит площадь будущей впадины. В ходе развития рифта поднятия сконцентрировались в непосредственных окрестностях формирующегося трога, охватывая с каждой его стороны территорию, сопоставимую с размерами впадины (Эллерн, 1970).

В истории седиментации ДДВ очевидна максимальная скорость (в среднем по впадине - более 200 м/млн л) в позднефранское-фаменское время (370-360 млн л назад). Потом ситуация резко изменяется. По данным работы (Блоковая..., 1991, с.26) "Во время крупного предкарбонного перерыва происходили выравнивание рельефа и формирование коры выветривания. Морские трансгрессии турнейского и ранневизейского времени знаменовали собой наступление нового этапа в развитии региона". Затем наступает время длительного упорядоченного накопления осадков. "Верхневизейско-серпуховский паралический углито-терригенно-карбонатный комплекс залегает с межрегиональным стратиграфически скользящим несогласием на нижнекаменноугольных, девонских и докембрийских образованиях как в палеорифте так и на бортах ДДВ, начиная новый синеклизно-миогеосинклинальный этап развития региона." (Геология..., 1989а, с.57). Он распространен на существенно большей площади, чем предыдущий. Средняя скорость осадконакопления в карбоне составляет около 60 м/млн л. Во второй половине визе (около 340 млн л назад) резко изменяется характер процесса прогибания. До этого не было четкой тенденции роста мощностей осадков от бортов к центру и от Брагинского выступа (на границе с ПП) к Донбассу. Ось максимальных мощностей смещалась. С этого момента она проходит по центру ДДВ и указанная закономерность в распределении мощностей сохраняется для всего оставшегося карбона и ранней перми (Блоковая ..., 1991).

На Припятском валу практически нет осадков девона, установлен размыв более древних пород, указывающий на поднятие региона в период средне-позднедевонской активизации (Геотектоника..., 1990 и др.).

Осадконакопление в Припятском прогибе в девоне сходно с ДДВ (Балабушевич, 1965 и др.). Очевидно, что в период 390-375 млн л назад скорость седиментации невелика (в среднем 10-40 м/млн л), на некоторых участках впадины среднедевонские, ниже- и среднефранские породы вообще отсутствуют. В период 375-360 млн л назад происходит накопление осадков со средней скоростью 250 м/млн л. В карбоне средняя скорость не превышает 10 м/млн л, т.е. не отличается от обычной величины для платформенного тектонического режима. Движения по разломам, обрамляющим прогиб, начинаются 375 млн л назад и прекращаются 360 млн л назад.

Условия седиментации в перми ДДВ имеют заметное сходство с девонскими: фрагментарность, резкие изменения мощности, наличие соли. Хотя магматизм соответствующего возраста достоверно не установлен, к концу периода отмечаются следы гидротермальных процессов. Не исключено, что в это время произошла дополнительная активизация (Лукин, 1997 и др.). Ее возраст увеличивается с ю-в на с-з в пределах перми (Геология..., 1989а).

Магматические проявления пермской активизации возрастом  $260 \pm 20$  млн л известны в 80 км от юго-западного обрамляющего разлома ДДВ на склоне Украинского щита (Щербаков, 2005). Их состав позволяет определить глубину магматического очага в  $85 \pm 10$  км. Ксенокристаллы алмазов, стишовита и др. указывают на глубину первичного очага более 200 км.

Изученность осадочного комплекса ДДВ по данным бурения и сейсмоки позволяет характеризовать седиментацию в регионе количественно (Атлас..., 1984, Геология..., 1989а,б и др.) сформировав, таким образом, параметры, которые пригодны для сопоставления с прогнозируемыми последствиями глубинного процесса в тектоносфере региона.

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

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

Это проще сделать, используя геологические разрезы вдоль профилей, показанных на рис. 2. Следует только учесть, что данные о мощности слоя осадков среднего девона - нижнего отдела франа имеются лишь для северо-западной группы профилей. В юго-восточной группе с большой глубиной фундамента нижние части разрезов построены только по сейсмическим данным, сравнительно тонкий слой среднего девона - низов франа не выделяется. Поэтому при подсчетах мощностей слоев предполагалось, что ситуация, фиксируемая на профилях ГП - II, сохраняется и юго-восточнее.

Соответствующая кривая изменения мощности осадочного слоя в ДДВ представлена на рис.3. Изменение мощности в Припятской впадине для девона совпадает с ДДВ, в карбоне-перми - резко отличается (рис. 3).

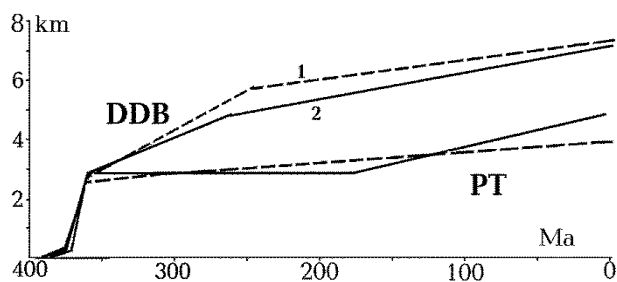


Рис. 3. Изменение средних расчетных (1) и наблюдаемых (2) мощностей осадочного слоя в ДДВ (DDB) и ПП (PT).

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

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

2. Осадки позднего девона накапливались в пределах трога шириной 50-60 км на северо-западе впадины и 100-110 км - на юго-востоке. Изменение ширины происходит примерно по меридиану 32°30'.

3. Площади, занимаемые отложениями различных ярусов верхнего девона, практически совпадают, не наблюдается заметного их увеличения со временем. Этот факт говорит об отсутствии растяжения коры в период формирования пострифтового комплекса (Артюшков и др., 1987 и др.).

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

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

6. В ДДВ и на периферии впадины отмечаются проявления двух активизаций (пермской и юрской), вторая, возможно не повсеместная. Отвечающий им магматизм малоинтенсивен и слабо изучен. В эти периоды темп седиментации заметно сократился.

Достаточно детальная характеристика магматизма рифта и соответствующая библиография приведена в работах (Гордиенко и др., 2006, Ляшкевич, 1982 и др.). Информация о возрастах

отдельных магматических событий в рифте и на его бортах несколько различается у разных авторов, но отчетливо прослеживаются три этапа. Для определенности было принято относить их к 390, 375 и 360 млн л назад, возможные отличия не могут сказаться на результатах сопоставления параметров наблюдаемых и расчетных возрастов: они слишком малы.

Окраинные глубинные разломы рифта протягиваются далеко на запад от Припятского прогиба (примерно до Берлина) и на первой стадии выделяли единую магмоконтролирующую палеозойскую структуру с приблизительно синхронными и близкими по составу излияниями глубинных магм. Первый основно-ультраосновный по составу комплекс, включал кимберлитоподобные породы, щелочные базальты, андезито-базальты, андезиты, липариты (Ляшкевич, 1982. Цымбал, 2003, Веретенников и др., 2001 и др.). Вынесенные диатремами ксенокристаллы указывают на глубины очагов более 180 км, состав слагающих пород – на глубину кровли очага 185-190 км и температуру около 1,600-1,650°C (Гордиенко, 2014б, Gordienko, 2015с). Менее глубинная часть комплекса образована породами подкорового очага (40-60 км) и корового (20-30 км). Количество этих магматитов намного превосходит объем всех остальных изверженных образований рифта вместе взятых.

Второй и третий этапы магматизма трудно разделить. Некоторые авторы считают, что это части одного события. Среди образовавшихся в этот период пород встречены незначительные повторные поступления магмы из глубинного очага (около 200 км), а кроме того появляются щелочные базальты и карбонатиты, последние, скорее всего, могут указывать на дифференциацию поднимающейся магмы на глубинах около 100 км. Выносимые ею ксенокристаллы захвачены глубже очага, питавшего магматизм первого этапа. Однако состав сопутствующих трахибазальтов указывает скорее на глубину очага лишь несколько больше 60 км ( $T = 1,250^{\circ}\text{C}$ ). Оценим среднюю глубину кровель очагов предположительно второго этапа примерно в  $80 \pm 20$  км. Образуется и группа пород пикритового состава, имеющая признаки поступления магмы из очага с глубиной кровли около 100-120 км ( $T = 1,400^{\circ}\text{C}$ ). Возможно, над ним формируется на короткое время зона частичного плавления несколько ближе к поверхности.

Палеогеотермический градиент ( $\gamma$ ), хорошо изученный в ДДВ, может служить дополнительной характеристикой глубинного процесса на синеклизном этапе развития впадины. Он получен для пород карбона (в которых отразился прогрев периода пермской активизации), в этих образованиях примерно в 2 раза превышает современный (Иванова, 1991). Гистограмма распределения площадей распространения параметра внутри впадины представлена на рис. 4. Очевидно, что за исключением локальных участков (наиболее прогретые из них сосредоточены в основном вблизи переходной зоны к Донбассу) в ДДВ в карбоне был распространен геотермический градиент 30-35 °C/км.

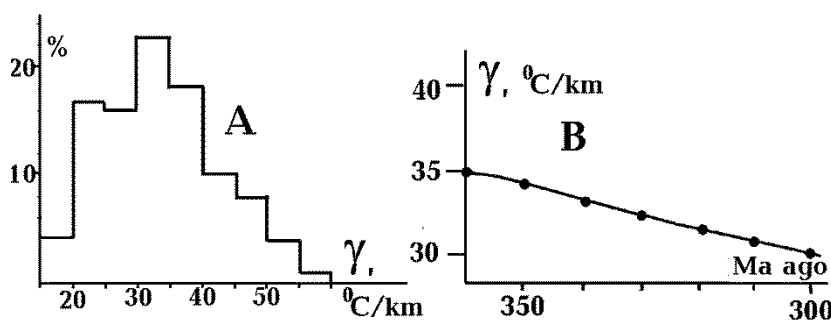


Рис. 4. Палеогеотермический градиент (А – наблюдаемый, В – расчетный) в толще пород карбона ДДВ.

Очень выразительной характеристикой ДДВ представляется структура и мощность ее земной коры (рис. 2). Если кора ПП практически не отличается от подстилающей Украинский щит и Белорусский массив, то под ДДВ она резко утонена непосредственно под трогом и утолщена на периферии. Кроме того существенно увеличена скорость сейсмических волн в консолидированной части. В интервале глубин 15-30 км рост скорости может быть следствием базификации (увеличения доли основных пород), глубже речь может идти только о добавке эклогитов или ультрабазитов, причем первый вариант выглядит предпочтительным.

В последние миллионы лет территория рифта охвачена современной активизацией. Ее геологическими проявлениями можно считать поднятия поверхности большей части впадины, активизацию разломов, появление локальных аномалий теплового потока (ТП), изотопии гелия, гидрохимической инверсии, аномально высоких пластовых давлений (АВПД), образование

месторождений углеводородов, возраст которых составляет не более сотен тысяч лет, сейсмичность (лучше изученную в ПП) (Гордиенко и др., 2006, Лукин, 1997 и др.). Часть соответствующих данных приведена на рис. 5.

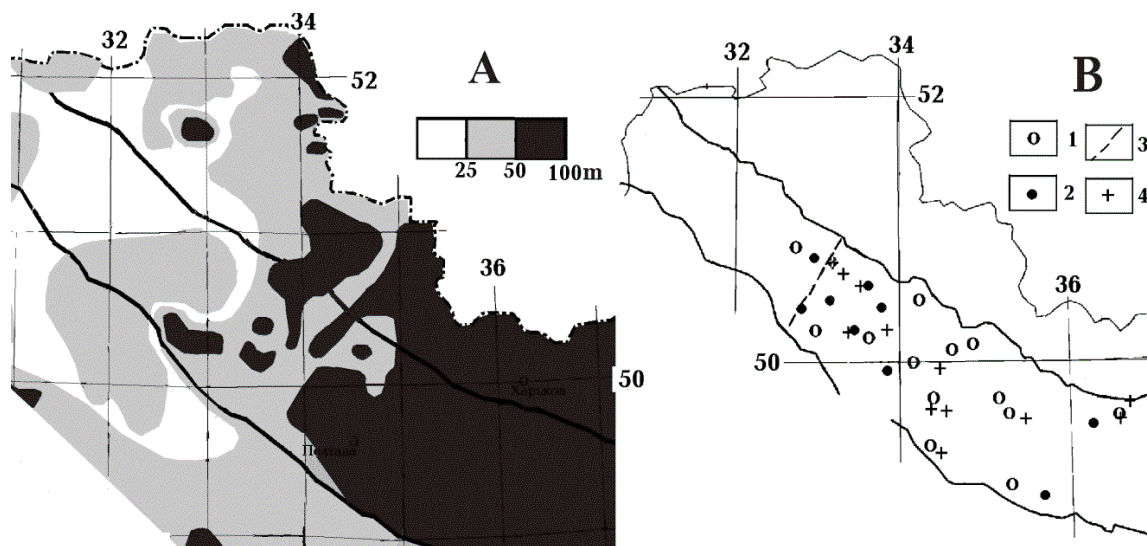


Рис. 5. А – Амплитуды поднятий поверхности за последние 3 млн л по (Верховцев, 2006). В – Пункты определения изотопии гелия, расположения некоторых молодых месторождений углеводородов с АВПД и северо-западная граница распространения зоны гидрохимической инверсии в ДДВ (3).

1,2 – пункты определения изотопии гелия (1 – фоновой, 2 – аномальной), 4 – месторождения нефти и газа с АВПД, для части которых установлен возраст менее 1 млн л.

Они определенно выделяют в качестве зоны активизации юго-восточную часть впадины, (Днепровский бассейн – рис. 2), указывают на вторжение в верхние слои ее коры перегретых высоконапорных флюидов, состав вод которых отличается от такового в осадочном чехле, и фиксируют наличие мантийного этапа активного процесса (высокое содержание  $^3\text{He}$ ). Отсутствие признаков современной активизации в северо-западной части впадины (Деснянском бассейне – рис.2) не обязательно указывает на отсутствие этого события в недавнем прошлом. Можно предположить, что оно началось тут несколько раньше, время проявления перечисленных признаков уже миновало. Аномалии ТП в Деснянском бассейне встречаются даже чаще, чем в Днепровском. В Припятском прогибе признаки активизации очевидны, как и в Днепровском бассейне.

Геофизические признаки активизации будут рассмотрены ниже.

**Глубинные процессы.** В регионе следует проанализировать глубинные процессы, отвечающие рифейскому и герцинскому рифтогенезам и современной активизации с возможным включением в этот перечень пермской активизации. По ходу анализа необходимо затронуть и геологическую историю Припятского прогиба, тесно связанную с историей ДДВ.

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

Первые КТД поступают из верхней трети астеносферы под кору (на глубины от 40 до 100±10 км). Глубина кровли астеносферы под рифтом увеличивается, под корой формируется новая (верхняя) астеносфера. Через геологически незначительное время из нее происходят вторжения основных выплавок в кору. На глубинах 20-30 км они занимают 25% объема, на 30-40 км - 50%. Место для этих пород освобождают содержащиеся в коре базиты, в процессе прогрева прошедшие этап быстрой эклогитизации (при обязательном участии флюидов) и опустившиеся в астеносферу, которая за счет этого несколько охлаждается. К концу процесса (после поднятия третьих КТД) при остывании коры значительная часть нового основного материала снова проходит через интервал температур быстрой эклогитизации и может быть преобразована в эклогиты.

Возникающий в коре очаг частичного плавления пород амфиболитовой фации метаморфизма (при температуре 600°C и выше) ограничен снизу подошвой переходного слоя (около 30 км), в котором еще содержатся такие породы. Из него происходят вторжения в верхнюю часть коры магм кислого и среднего состава и флюидов, образовавшихся при тепловой дегидротации. Прогрев нижней части коры на первом и (возможно, в большей мере) последующем этапах тепломассопереноса приближает ее температуру к солидусу основных гранулитов 1,050-1,100°C (Юханян и др., 1985 и др.), на отдельных отрезках времени температура превосходит его. Коровые породы могут вовлекаться в перемещения в пределах горизонтальной ветви адвекционного течения, длина которой сопоставима с размерами КТД.

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

Третьи КТД поступают из остаточной нижней астеносферы в интервал глубин около 150-200 км, наращивая снизу верхнюю астеносферу. На их место опускаются относительно холодные породы из указанного интервала. Нижняя астеносфера охлаждается и на этом этапе полностью ликвидируется, охлаждение охватывает и интервал глубин, где при понижении температуры возможен переход оливина мантийных пород в минерал со структурой шпинели.

После завершения тепломассопереноса в верхней мантии наступает период охлаждения тектоносферы через поверхность, ее нагрева теплом радиоактивного распада в коре и верхней мантии, сглаживания аномалий температуры разного знака на разных глубинах. Постепенно формируются условия для повторения ограниченного варианта процесса (с подъемом одного или двух КТД).

Расчет модели для ДДВ начат в период, когда завершились последние крупные активные события на щите и прилегающих территориях, сопровождавшиеся мантийным тепломассопереносом. Считалось, что это - время формирования плутонов - около 1,750 млн л назад. Даже заметное изменение этой даты не меняет существенно результатов последующих расчетов. Запасы энергии, накопленные в верхней мантии в предыдущий период и пригодные для тепломассопереноса (т.е. обеспечивающие наличие слоя частичного плавления), были израсходованы, астеносфера отсутствовала (Cordienko, 2015c и др.).

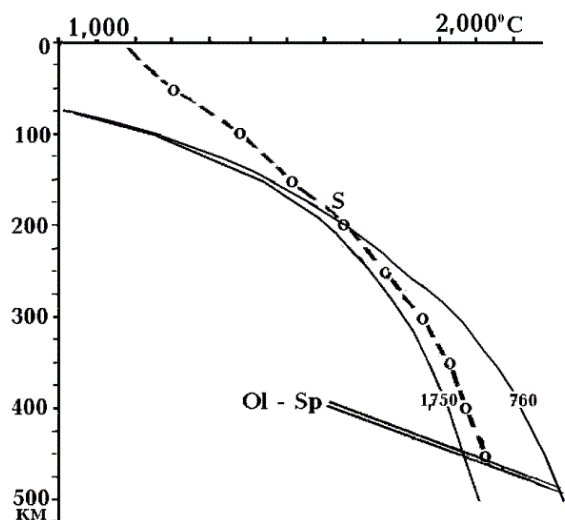


Рис. 6. Распределение температур в верхней мантии ДДВ 1,750 и 760 млн л назад. Цифры на кривых - возраст в млн л, S - солидус мантийных пород, Ol-Sp - условия перехода оливин - шпинель.

Радиогенная теплогенерация (считалось, что она выше среднеплатформенной на 0.01  $\mu\text{Вт}/\text{м}^3$  (Gordienko, 2015b)) в последующий период в нижней половине верхней мантии создавала эффекты, превышавшие охлаждение через поверхность. К моменту предполагаемого начала рифейского рифтогенеза (около 760 млн л назад) температура в верхней мантии превысила солидус в интервале глубин 200-500 км. Это обеспечило полномасштабный рифтогенез, модель которого построена по описанной выше

методике. Интервалы времени, разделяющие поднятия последовательных КТД, приняты равными 20 млн л. Через 20 млн л после завершения процесса (700 млн л назад) распределение Т приняло вид, показанный на рис. 6.

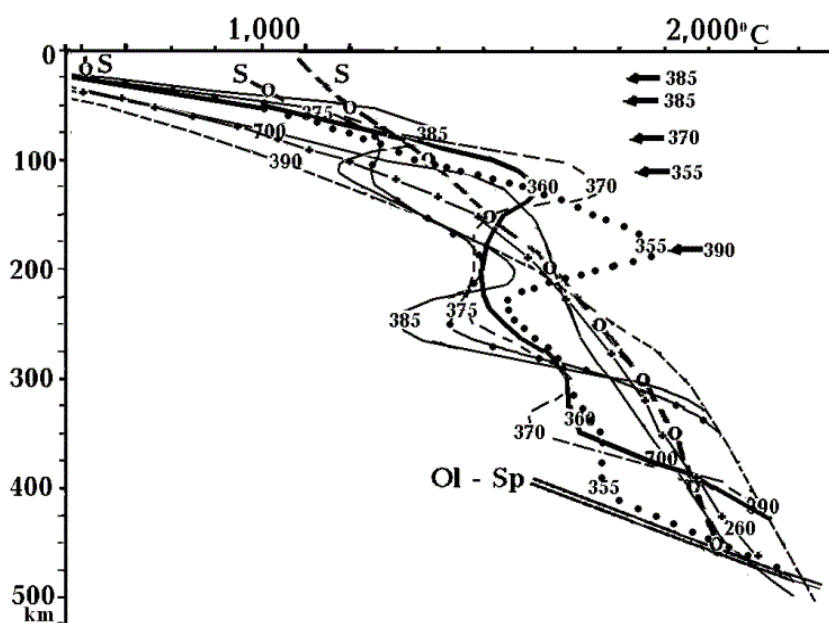


Рис. 7. Распределение температур в тектоносфере ДДВ после рифейского и во время герцинского рифтогенеза

Усл. обозначения см. на рис. 6. Стрелки – глубины магматических очагов по петрологическим данным (см. выше).

Период массопереноса при герцинском рифтогенезе определен по проявлениям мантийного магматизма - 390-360 млн л назад. Датировка неточная, но ее реальные изменения не повлияют заметно на результаты вычислений.

Перед началом процесса (после сглаживания аномалий, связанных с рифейскими событиями и нагрева нижней половины верхней мантии) в регионе сформировалась астеносфера на глубинах 220-480 км (рис. 7). Следует отметить, что это относится только к ДДВ. В районе Припятского вала и, по крайней мере, частично - Припятского прогиба теплогенерация пород тектоносферы понижена, мощность возникшей астеносферы здесь не может превысить 150 км.

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

Первый астенолит сформировался на глубинах 220-290 км и поднялся в интервал глубин 40-90 км. Подкоровая мантия нагрелась на 760°C. Из верхней астеносферы произошли вторжения в кору, опустившиеся в астеносферу эклогитизированные коровые породы охладили ее на 70°C. В результате перечисленных событий через 5 млн л после подъема астенолита (385 млн л назад) возникла тепловая модель, показанная на рис. 7. В коре сформировался слой частичного плавления на глубинах от 15-20 до 30 км, в подкоровой мантии - на глубинах 50-90 км, кровля нижней астеносферы опустилась на глубину 300 км.

Второй астенолит (перед его образованием возникшие аномалии Т несколько сгладились) сформировался в интервале глубин 310-380 км и поднялся на глубины 80-140 км. Температурные аномалии составили соответственно -380 и 620°C. Через 5 млн л (370 млн л назад) достигнуто распределение температуры, показанное на рис. 7. Мощность корового слоя частичного плавления сократилась до первых километров, верхняя астеносфера расположилась в интервале глубин 80-150 км, кровля нижней астеносферы опустилась до 380 км.

Третий астенолит возникает в интервале глубин 380-450 км, поднимается на глубины 150-200 км. Тепловые аномалии составляют -300 и 430°C. Через 5 млн л (355 млн л назад) коровый слой частичного плавления может присутствовать, но имеет минимальную мощность. Верхняя астеносфера располагается в интервале глубин 100-210 км, нижняя - практически ликвидирована. Следует, однако, отметить, что условия полиморфного преобразования у подошвы верхней мантии не достигнуты (рис. 7).

Период отсутствия тепломассопереноса в верхней мантии после окончания герцинского рифтогенеза считался продолжающимся до 260 млн л назад - до пермской активизации. К этому моменту тепловые аномалии в мантии существенно релаксировали (рис. 7), на глубинах 380-470 км была превышена температура солидуса, стало возможным начало процесса активизации, связанного с подъемом одного КТД под единицей поверхности региона. Условия для нее могут не достигаться для Припятского вала и части Припятского прогиба: здесь активизация "откладывается" до киммерийского времени. Нельзя исключать значащих в этом



смысле вариаций теплогенерации и в ДДВ, они могут обусловить как отсрочку пермской активизации, так и замену ее парой активизаций, например - в позднем карбоне и мелу-палеогене. В последнем случае район может быть "энергетически не готовым" для современной активизации.

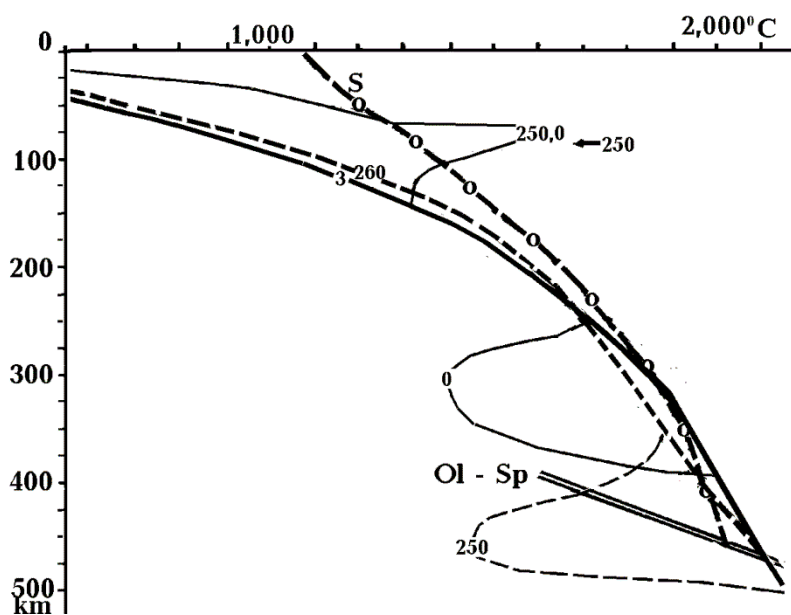


Рис. 8. Распределение температур в тектоносфере ДДВ во время пермской и современной активизаций.

Усл. обозначения см. на рис. 6.

Пермской активизации отвечает подъем астенолита на глубину 50-100 км, в этом интервале глубин возникает аномалия температуры 980°C, на глубинах 380-470 км - минус 600°C. Происходит вторжение мантийных выделок в кору, опустившиеся в верхнюю астеносферу

экологитизированные коровые базиты охлаждают ее на 190 °C. Температура в нижней астеносфере опускается ниже солидуса.

Последующий период, как отмечено выше, может включать различный набор событий. Об этом говорит и результат расчета Т тектоносферы на момент 3 млн л назад (довольно условная дата начала современной активизации ДДВ (Гордиенко и др., 2006 и др.). Слой частичного плавления в нижних горизонтах верхней мантии (рис. 8) достигает мощности 180 км (в интервале глубин 280-460 км). Нельзя исключать ни начала "полномасштабного" рифтогенеза, ни пропуска в описанной выше модели промежуточного этапа активизации между пермской и современной.

Придерживаясь принятого сценария геологической истории впадины, рассмотрим одноактную современную активизацию. Из интервала глубин 280-370 км перегретое и частично расплавленное вещество верхней мантии поступает на глубины 50-100 км. Возникают аномалии температуры -550°C и +980°C соответственно. Примерно 0.5 млн л назад и 0.2 млн л назад в нижнюю и среднюю кору поступают мантийные выделок, погружившиеся экологитизированные породы понижают температуру подкоровой астеносферы на 200°C. В нижних горизонтах верхней мантии остается слой частичного плавления на глубинах 400-470 км (рис. 8), пригодный для формирования еще одного астенолита и продолжения активного эндогенного режима. Если учесть реальные временные интервалы, разделяющие этапы активизации в процессе рифтогенеза (порядка 20 млн л), то можно ожидать некоторого расширения сохранившейся нижней астеносферы, что дает шанс на формирование в регионе не только второго, но и третьего КТД под единицей площади.

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

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

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

3. В период 375-370 млн л назад должны появляться магматические породы с глубиной очагов дифференциации магмы около 80 км. На завершающем этапе магматизма (360-355 млн л назад) глубина очагов меняется мало (100-120 км). В течение всего периода 375-355 млн л назад возможен магматизм коровых очагов, но его интенсивность должна быть много меньше,

чем в начале процесса. В период пермской активизации очаги располагаются под корой и в коре.

4. Внедрение мантийных выплавов в кору и сопровождающая их эклогитизация приводят к уплотнению коры примерно на  $0.1 \text{ г/см}^3$  в случае, если процесс охватывает всю территорию. Судя по скоростным разрезам коры ДДВ и ПП, эклогитизация основных пород коры крайне неравномерна. В среднем уплотнение консолидированной части по сравнению с нормальной корой соседних регионов можно оценить в  $0.05 \text{ г/см}^3$ , чему должно соответствовать опускание поверхности примерно на  $0.7 \text{ км}$ . Однако одновременно проявился такой же по величине эффект поднятия за счет нагрева подкоровой части мантии. При его оценке учитывалось и охлаждение интервала глубин, из которого поступило перегретое вещество, и различия в коэффициентах теплового расширения пород на разных глубинах. Таким образом, к концу первого этапа ( $390\text{-}375 \text{ млн л}$  назад) поверхность вернулась к начальному положению или очень незначительно погрузилась (не более  $0.2 \text{ км}$ ). В начале этапа она могла быть поднята на первые сотни метров (преобладал эффект нагрева).

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

Эта составляющая процесса заслуживает несколько более подробного рассмотрения, которое стало возможным в связи с появившимися данными (Chen et al., 2007, Gerya, 2010, Wilks et al., 1990 и др.). Перепад давлений в процессе деформации ксенолитов из основно-гранулитовой нижней коры (с глубин  $28\text{-}42 \text{ км}$  при  $T \text{ } 800\text{-}900^\circ\text{C}$ , т.е. несколько ниже солидуса этих пород – Юханян и др., 1985) при перекристаллизации по данным гранулометрической палеопьезометрии определяется как  $14\text{-}20 \text{ МПа}$ . Соответственно по закону устойчивого течения (Wilks et al., 1990) скорость деформации можно оценить как  $10^{-13}\text{-}10^{-11} \text{ с}^{-1}$ , эквивалентную вязкость – как  $10^{17}\text{-}10^{19} \text{ Па}\cdot\text{с}$ . Скорость деформации пород верхней мантии  $10^{-17}\text{-}10^{-13} \text{ с}^{-1}$ , вязкость –  $10^{19}\text{-}10^{21} \text{ Па}\cdot\text{с}$ . Скорость вещества в горизонтальной ветви адвекции можно установить для реальных параметров процесса (Гордиенко, 1975) как  $0.5\text{-}1.0 \text{ см/год}$ . Очевидно подключение коровых пород к движению мантийных. Утолщение коры на периферии ДДВ (рис. 2) возникнет за время порядка  $10 \text{ млн л}$ , в рамках одного этапа рифтогенеза.

5. Количество нижнекоровых пород, перемещенных (в основном - около  $380\text{-}370 \text{ млн л}$  назад) за пределы будущего рифта, нельзя оценить непосредственно по АПГ. Воспользовавшись для этого сейсмическими данными, установим, что утонение коры в образующемся трого должно составить около  $12\text{-}12.5 \text{ км}$ . Это отвечает опусканию поверхности около  $1.9 \text{ км}$ . Учитывая магматические и эксгаляционные образования мантийного происхождения, отнесенные к площади трого, получим дополнительное опускание около  $1 \text{ км}$ . Изменения температуры тектоносферы обоих знаков ведут к незначительному подъему поверхности - около  $0.2 \text{ км}$ . Т.о. суммарный эффект этапа составит погружение на  $2.7 \text{ км}$ . Неравномерность седиментации может быть обусловлена различиями в прогреве и утонении коры, интенсивности магматизма, оттоке частично расплавленного вещества астеносферы из-под участков с большей скоростью роста осадочного слоя.

6. На втором этапе становится заметной и быстро растет амплитуда перемещений по краевым разломам. Она должна быть сопоставимой с мощностью образовавшихся осадков - порядка  $2\text{-}2.5 \text{ км}$ .

7. После поднятия третьих КТД тектонические эффекты связаны с изменением температуры тектоносферы, причем главный - с охлаждением зоны пород у подошвы верхней мантии. Здесь происходит уплотнение ориентировочно на  $8\%$  в слое мощностью около  $35 \text{ км}$ . Со временем мощность преобразованного слоя сокращается и в среднем за время существования режима сглаживания аномалий Т ( $360\text{-}260 \text{ млн л}$  назад) составляет  $25 \text{ км}$ . Суммарное погружение поверхности достигает  $2 \text{ км}$ . Незначительное увеличение погружения возможно в связи с ростом давления на глубине перехода от увеличивающейся мощности осадочного слоя. Но есть и фактор сокращения мощности преобразованного слоя - рост

температуры на фронте перехода, связанный с экзотермичностью процесса. Эти воздействия должны приблизительно компенсировать одно другое. Необходимо отметить, что осадки этого периода развития ДДВ должны быть распространены на большей территории, чем образования предшествующей эпохи. Полиморфным преобразованием у подошвы верхней мантии охвачены не только породы на большой глубине непосредственно под рифтом, но и в прилегающих районах, также подвергшиеся некоторому охлаждению за счет опускания холодных астенолитов.

Стоит упомянуть и второстепенный эффект подъема третьего КТД: непосредственно после его остановки на минимальных глубинах (360 млн л назад), еще до появления заметных последствий преобразования вещества у подошвы верхней мантии, изменение  $T$  должно привести к кратковременному и небольшому по амплитуде поднятию или, по крайней мере, - резкому падению темпов седиментации.

8. Пермская активизация (в отличие от современной - см. рис. 8) также приводит к опусканию поверхности за счет полиморфного преобразования пород на подошве верхней мантии в слое средней мощностью (для времени 260-3 млн л назад) около 35 км, т.е. на 2.8 км. Тепловые эффекты должны обусловить поднятие на 0.5 км. И в этот период тепловое разуплотнение коры и подкорковой мантии должно приводить к кратковременному поднятию, перерыву в накоплении осадков.

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

В целом изменение мощности осадочного слоя ДДВ прогнозируется в виде, представленном на рис. 3.

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

11. После окончания рифтогенного периода и до конца карбона (360-300 млн л назад) расчетный геотермический градиент ( $\gamma$ ) в осадочном слое впадины изменяется в соответствии с данными, представленными на рис. 4.

12. Принятая тепловая модель процесса современной активизации (рис. 8) указывает на отсутствие аномалии теплового потока через поверхность. Впрочем, этот результат не может быть использован для контроля правильности схемы процесса, так как именно отсутствие аномалии ТП служило одним из критериев выбора использованной модели на этом этапе развития ДДВ, недостаточно охарактеризованном геологическими событиями. Но расчетное распределение  $T$  в коре и верхней мантии перед современной активизацией (3 млн л назад - рис. 8), представляющее собой результат длинной цепочки вычислений, начинающейся с периода 1,750 млн л назад, может быть проконтролировано независимыми данными - температурами, вычисленными по современному ТП.

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

1. По схемам продольного деления ДДВ, построенным разными авторами, в качестве единиц с несколько различной геологической историей выделяются фрагменты, во всех случаях кратные по размеру 65-75 км (Геология..., 1989а,б). Ширина впадины между краевыми разломами в Деснянской части составляет около 65 км, юго-восточнее (после сравнительно узкой переходной зоны) увеличивается до примерно 120 км (2x60 км) (рис. 2). Таким образом, размеры структуры коррелируют с размерами КТД. То же можно сказать о Припятском прогибе и Припятском вале (180x130 км и 140x140 км соответственно, что отвечает шести и четырем КТД).

2,3. Глубины магматических очагов рифтогенного этапа развития ДДВ, определенные по петрологии интрузивных и эффузивных пород, полностью согласуются с прогнозными (в пределах погрешности определения): первичные очаги по петрологическим данным и тепловой модели располагаются на глубинах 190 и 220 км, дифференциация магмы в поднявшемся астенолите происходит сначала на глубине около 40 и 40 км, затем - 80 и 80 км, в конце 110 и

90 км; в начале процесса возникают коровые очаги на глубине около 25 и 20 км. В период пермской активизации - 85 и 65 км (рис. 8).

4-10. Расчетное изменение мощности осадочного слоя ДДВ и ПП во времени, период и амплитуда перемещений по обрамляющим впадины разломам (рис. 3) практически полностью согласуются с установленными по геологическим данным. В результатах расчетов находят отражение и некоторые особенности изменения темпа седиментации в карбоне и перми. Несколько "затянутая" во времени по сравнению с расчетной активностью разломов юго-западной части впадины связана, вероятно, с влиянием процессов, происходивших в карбоновое время в Донбассе.

11. Расчетная величина геотермического градиента в карбоне в период 360-300 млн л назад составляет в среднем 32.5 °C/км (рис. 4). Такое же среднее значение установлено по палеогеотермическим данным.

12. Расчетные T в коре и верхних горизонтах верхней мантии непосредственно перед современной активизацией (рис. 8) сопоставим с фоновыми температурами, вычисленными по тепловому потоку во впадине. Результаты представлены на рис. 9.

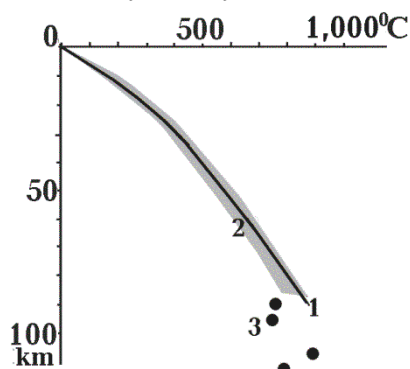


Рис. 9. Сравнение температур в коре и верхней мантии, рассчитанных как результат эволюции тепловой модели в период 1,750-3 млн л назад (1) и вычисленных по тепловому потоку в ДДВ (2). 3 - данные геотермометров по Припятскому валу (Цымбал, 2003).

Распределения температур, полученные разными методами, полностью согласуются. Данные геотермометров по Припятскому валу характеризуют тепловую ситуацию, существовавшую в девоне перед началом рифтогенеза. Для ДДВ перед современной активизацией она такая же.

Некоторое отклонение данных геотермометров подтверждает предположение о меньшем нагреве мантии под Припятским валом и, возможно, частью Припятского прогиба за счет пониженной ТГ пород.

Таким образом, схема глубинного процесса, построенная по представлениям адвекционно-полиморфной гипотезы, приводит к расчетным событиям в приповерхностной зоне, которые на количественном уровне без подбора параметров процесса согласуются с основными геологическими данными, характеризующими историю развития Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба. Использование АПГ также дает возможность геологически значимого истолкования результатов сейсмических исследований строения земной коры ДДВ. Находят объяснение утонения коры под впадиной и утолщения – на периферии и появление высокоскоростных блоков в составе коры.

Контроль гипотезы глубинного процесса на стадии современной активизации может быть продолжен при анализе физических полей впадины.

## ЦЕНТРАЛЬНЫЙ МАССИВ ФРАНЦИИ

Эта структура отличается от ДДВ не только альпийским (постальпийским?) возрастом, но и тектоническими последствиями глубинного процесса.

Преимущественно эпигерцинская Западно-Европейская плита (ЗЕП) с довольно тонкой земной корой (мощностью около 30-35 км) между ВЕП и альпидами представляет собой мозаику зон современной активизации, молодых рифтов и неактивизированных фрагментов. Часто трудно достоверно определить тип эндогенного режима того или иного ее района. Массив уверенно диагностируется как часть рифтовой Рейнско-Ливийской системы. Фундамент ЗЕП кроме герцинских складчатых зон включает срединные массивы (Молданубская зона и др.), породы которых демонстрируют следы рифейской тектономагматической активизации различного типа (Руттен, 1972). Таким образом, альпийскому рифтогенезу предшествуют два известных процесса, последний из которых завершился около 300-350 млн л назад. Тепловая модель, отвечающая результатам описанной предыстории на момент примерно 30-40 млн л назад (приблизительно к этому периоду приурочено начало активных событий в Рейнско-Ливийской системе), представлена на рис. 10. Очевидны условия для начала «полнокровного» (т.е. не ограниченного одним актом тепломассопереноса)

активного процесса, в нижней половине верхней мантии располагается астеносфера мощностью около 250 км.

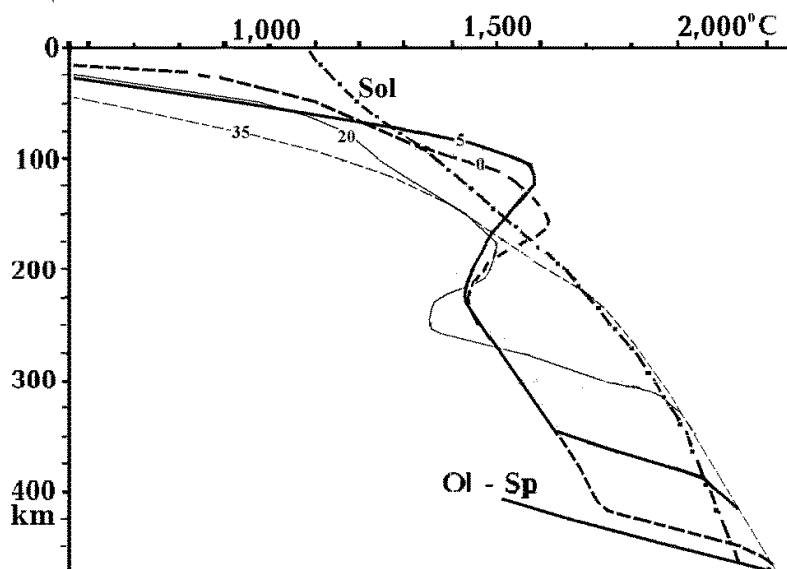


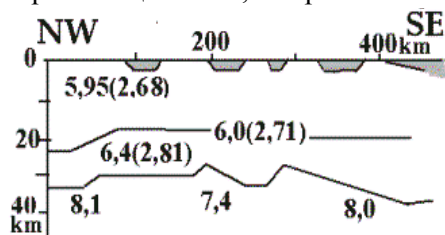
Рис. 10. Распределение температур в тектоносфере ЦМФ во время альпийского рифтогенеза. Цифры у кривых – время в млн л назад.

Имеющаяся геологическая информация позволяет использовать для расчета несколько различающиеся параметры рифтогенеза на массиве (в принципе, можно повторить и схему перемещений вещества, использованную для герцинского процесса в ДДВ,

но отсутствие крупных опусканий указывает на другую глубину последнего источника перегретого вещества). Были рассмотрены модели с шириной зоны от 60 (2-3

зоны с неактивными промежутками между ними) до 240 км (одна зона), с временными дистанциями между актами теплопереноса 10 и 15 млн л, с последним перемещением вещества из нижней половины верхней мантии в верхнюю 5 и 10 млн л назад. Результативные тепловые модели значительно не изменялись. Во всех случаях при расчете сохранялся один элемент процесса – вынос вещества под кору и в кору из сохранившейся неглубокой астеносферы в последние 0.5-2 млн л. Без него невозможно объяснить современный (возраст последних извержений исчисляется тысячами лет) магматизм ЦМФ. На рис. 11 – один из вариантов, осредняющий несколько близких моделей для широкой зоны. Следует отметить, что распределения  $T$  для 20 и 5 млн л назад относятся к моментам перед поднятиями второго и третьего астенолитов, т.е. характеризуют моменты сравнительно слабого прогрева коры и подкоревой мантии. Например, 25 млн л назад температура в средней части коры была вполне достаточной для выплавления миоценовых кислых магм, излияния которых отмечены на части территории массива (Руттен, 1972).

Прогнозируемые перемещения поверхности ЦМФ под действием теплопереноса по принятой схеме оказываются простыми. По ходу процесса накапливается разница между влиянием нагрева и охлаждения различных объемов верхней мантии. На первом этапе она незначительна: к концу достигает всего 0.1-0.2 км (вначале была примерно вдвое больше). На втором – еще 0.7 км, на третьем – 0.5 км.



Таким образом, можно ожидать современного поднятия по этой причине примерно на 1-1.5 км (без учета эрозии).

Рис. 11. Распределение скорости продольных волн (в км/сек) и плотности (в скобках, в г/см<sup>3</sup>) в коре ЦМФ. Серым цветом показаны осадки.

Существенной базификации коры, вероятно, не произошло. Об этом говорят сравнительно низкие значения скорости в тонкой коре региона (рис. 11). Даже учитывая высокие температуры, нельзя предположить существенных отличий состава «гранитного» и переходного слоев от типичного (нижний – «базальтовый») - слой в коре отсутствует не только под массивом, но и на значительной части Западно-Европейской плиты).

Насколько можно судить по имеющимся данным, сокращение мощности коры в регионе составило от 2-3 до 5-6 км, что отвечает погружению на 0.4-1.0 км (юго-восточнее ЦМФ – Альпы, где мощность коры повышена). Скорее всего, опускания сосредоточились в районах минимальной мощности коры, где образование осадков способствовало оттоку частично расплавленного материала из-под формирующихся локальных трогов. В результате в этих районах прогибание было вдвое больше, в остальных оно отсутствовало. Описанный процесс

относится к позднему олигоцену - раннему миоцену. Позднее осадки не отлагались и там, где они не перекрыты базальтами, подверглись размыву при общем поднятии территории (Руттен, 1972).

Прогнозная современная высота рельефа (последней активизации предшествовал пенеплен) в общем согласуется с наблюдаемой (рис. 12): несколько пониженные значения связаны с эрозией, обычным «расползанием» поднятия, которое в реальности всегда бывает меньше по амплитуде и больше по площади прогнозного.

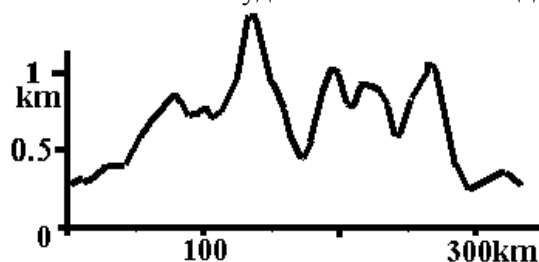


Рис. 12. Высоты рельефа вдоль широтного пересечения ЦМФ.

Современная астеносфера согласно тепловой модели (рис. 10) располагается на глубине около 100 км. Этот результат совпадает с полученным по петрологическим и сейсмотомографическим данным в работе (Sobolev et al., 1996): имеется в виду, что принятая температура солидуса мантийных пород достигается на той же глубине.

Тепловой поток на ЦМФ очень высок. Он вполне отвечает современной тепловой модели (рис. 10) за исключением экстремальных всплесков, связанных с влиянием гидротерм. Именно для одного из элементов Рейно-Ливийской системы – Рейнского грабена – проведено моделирование, позволившее объяснить эти чрезвычайно высокие (Bächler et al., 2002). Сравнение расчетного и осредненного экспериментального ТП приведено на рис. 13.

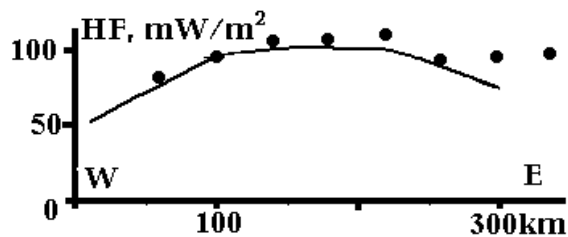


Рис. 13. Распределение теплового потока по широтному профилю через ЦМФ. Тепловой поток: точки – экспериментальные данные, осредненные с шагом 40 км, линия – расчетные значения.

Значительные отличия наблюдаемого ТП от расчетного обнаруживаются только в восточной части профиля, где возможно появление положительной аномалии, связанной с источниками тепла в недрах молодой геосинклинали Альп.

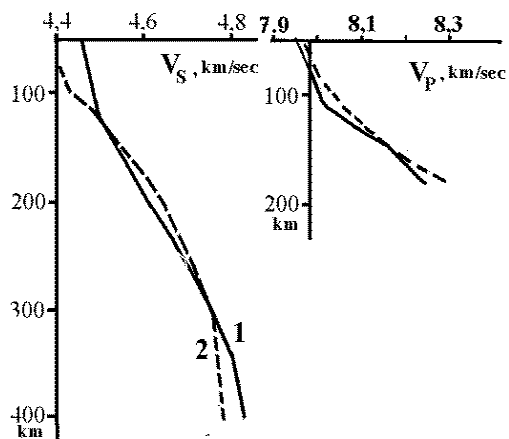


Рис. 14. Сравнение экспериментальных (1) и расчетных (2) значений скоростей сейсмических волн в мантии ЦМФ.

В регионе построены скоростные модели по обоим типам сейсмических волн (Marquering et al., 1996, Sobolev et al., 1996, Zielhuis et al., 1994 и др.) до значительных глубин. В верхней части разрезов использованы и сведения ГСЗ о скоростях продольных волн в подкоровой мантии (рис. 11). Расчет величин  $V_p$  и  $V_s$  проведен для разных перечисленных выше вариантов адвекционного процесса (и, соответственно, тепловых моделей). Различия между ними оказались на уровне первых сотых км/с, результаты осреднены. Их сопоставление с экспериментально установленными скоростями (рис. 14) показало, что различия между расчетными и экспериментальными  $V_p$  и  $V_s$  составляют несколько сотых км/сек и вполне могут быть объяснены погрешностями обеих процедур определения. Тем более, что различия скорости, установленной разными методами на минимальных глубинах, достигают нескольких 0.1 км/сек.

Гравитационное моделирование проведено по профилю ГСЗ, пересекающему массив (Бурьянов и др., 1987 и др.). Мантийная аномалия интенсивней установленных в зонах современной активизации, так как тепловому разуплотнению подвергся значительно больший интервал глубин в подкоровой тектоносфере (рис. 15). При вычислении аномального гравитационного эффекта мантии была учтена аномальная ситуация за пределами ЦМФ.

Восточнее располагается молодая геосинклиналь Альп с прогретой выше 200 км мантией. Западнее, судя по резко аномальному тепловому потоку ( $60-90 \text{ мВт/м}^2$ ) может находиться зона современной активизации. Эти элементы модели значительно изменили расчетное поле на флангах. Установленное возмущение поля согласуется с расчетным, расхождения явно не превышают обусловленных погрешностями.

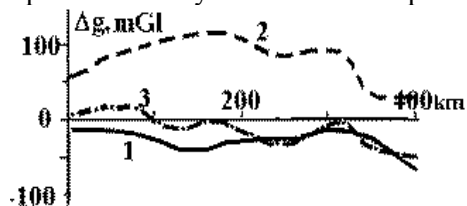


Рис. 15. Результаты гравитационного моделирования тектоносферы ЦМФ.

1 - наблюдаемое гравитационное поле, 2,3 - расчетные эффекты: 2 - коры и нормальной мантии, 3 - с учетом аномальности мантии.

Результаты геоэлектрических исследований в регионе довольно ограничены. MTZ, выполненные в Парижском бассейне и на прилегающих выступах фундамента (на северной периферии массива), обнаруживают проводник с глубиной кровли около 80 км и суммарной продольной проводимостью около  $1,000 \text{ См}$ . В районе Рейнского грабена (т.е. той же Рейно-Ливийской системы) - 100 км и  $700-1,000 \text{ См}$  соответственно (Бурьянов и др., 1987 и др.). Эти параметры близки к прогнозируемым по тепловой модели рифта - глубина кровли 90 км, величина  $S$  -  $1,500 \text{ См}$ .

Таким образом, все известные геолого-геофизические данные по ЦМФ удается без подбора на количественном уровне согласовать с расчетными, основанными на представлении о, адвекционно-полиморфном глубинном процессе.

## ОДНОАКТНЫЕ АКТИВИЗАЦИИ

Глубинный процесс в зонах одноактной активизации (ОАА) континентов по представлениям АПГ аналогичен происходящему на первой фазе рифтогенеза и часто дополняет (после некоторого временного интервала) процессы в рифтах и геосинклиналях. Но в не меньшей мере он распространен и на платформах, в том числе - докембрийских.

Выше приведены данные по двум таким событиям - пермской и современной активизациям ДДВ. Они существенно различаются по стартовым тепловым моделям: в первом случае запас энергии обеспечивает только один акт тепломассопереноса, во втором ее достаточно для продолжения активности и, возможно, уже произошедшие события представляют собой начало рифтогенеза. В случае пермской активизации тепломассоперенос может быть осуществлен в двух вариантах: вынос КТД под кору непосредственно из очага частичного плавления у подошвы верхней мантии и опосредованно, с созданием промежуточного очага на глубине около 200-250 км (рис. 8). В недавно завершивших развитие альпийских геосинклиналях процесс одноактной активизации происходит с использованием перегретого и частично расплавленного мантийного вещества из сравнительно неглубокой реликтовой астеносферы.

В рамках процессов ОАА можно также выделить включающие мантийный и коровый магматизм и амагматичные.

Таким образом, рассматриваемый эндогенный режим выглядит многовариантным и, возможно, при более детальном изучении будет разделен на два или больше самостоятельных.

Если в зонах древних процессов тепловые следы исчезают быстрее, чем в геосинклиналях и рифтах, можно рассматривать только сохранившиеся геологические объекты, а в современных (начавшихся первые миллионы лет назад) глубинный тепломассоперенос еще не полностью отразился в событиях, доступных наблюдению, содержания предстоящих этапов тем более неизвестны. В этой ситуации целью исследования становится установление самого факта ОАА. Часто невозможно достичь согласования расчетных и экспериментальных геолого-геофизических данных без подбора параметров модели.

Тем не менее, исследования зон ОАА необходимы, так как даже проведенный к настоящему времени анализ указывает на их широкое распространение на континентах,

приуроченность к ним сейсмичности, месторождений углеводородов и геотермических ресурсов.

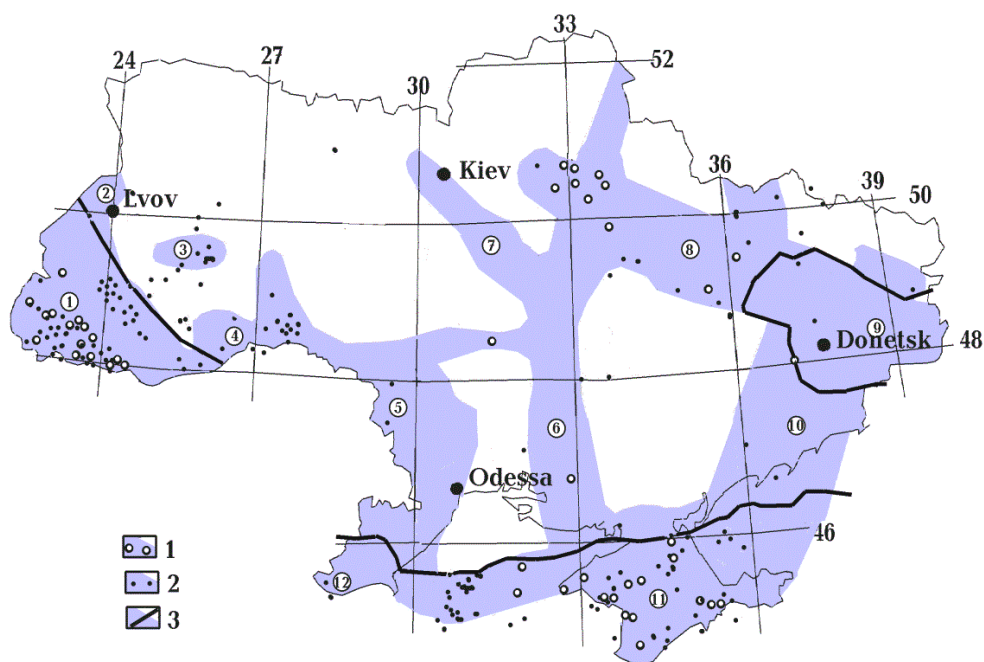


Рис. 16. Зоны современной активизации на территории Украины.

1 – активизированные зоны, 2 – пункты с аномальной изотопией гелия подземных вод и газа (Гордиенко и др., 2001), 3 – эпицентры землетрясений, 4 – граница Восточно-Европейской платформы.

Зоны ОАА (цифры в кружках): 1 – Карпатская, 2 – Яворовская, 3 – Тернопольская, 4 – Черновицкая, 5 – Днестровская, 6 – Кировоградская, 7 – Днепроовская, 8 – Днепроовско-Донецкая, 9 – Донбасская, 10 – Приазовская, 11 – Крымская, 12 – Придобруджская.

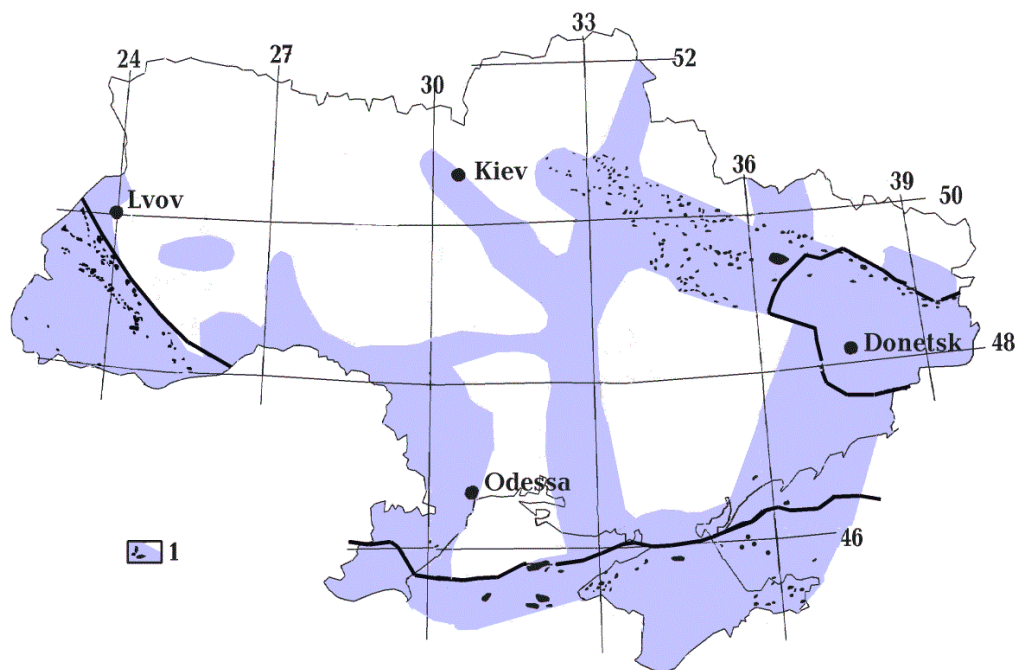


Рис. 17. Зоны современной активизации на территории Украины и нефтегазоносность.

1 – примерные контуры месторождений углеводородов.

Остальные усл. обозначения см. на рис. 16.



Удобно провести анализ ситуации в зонах ОАА в основном на лучше известных автору материалах Украины с максимальным использованием сведений по территории ДДВ. На рис. 16 показано расположение зон ОАА, выделенных в пределах Украины по комплексу геолого-геофизических данных. Кроме упоминавшихся выше привлекались сведения о мантийных аномалиях силы тяжести, скоростей сейсмических волн в коре и верхней мантии, электропроводности в этих интервалах глубин.

Очевидна широкая распространенность ОАА и их расположение в областях с о всеми типами эндогенных режимов, представленных на Украине. Исследование этого явления ведутся только в последние 10-20 лет, поэтому нельзя считать, что уже установлены и оконтурены все зоны. Сеть определений изотопии гелия очень редкая и неравномерная, но аномалии присутствуют в зонах, приуроченных ко всем типам тектонических регионов. Поэтому можно считать, что мантийный этап процесса весьма вероятен. Некоторые гипоцентры землетрясений в южной части Украины также располагаются в мантии (Гордиенко, 2014а).

Не менее наглядна и связь нефтегазоносности с зонами ОАА. Об этом говорят данные, приведенные на рис. 17. Вместе с информацией по другим континентальным регионам они позволяют утверждать, что месторождения нефти и газа всегда связаны с ОАА. Естественно, активизация является необходимой, но не достаточной причиной нефтегазоносности.

Рассмотренные выше представления о ходе глубинного процесса ОАА позволили рассчитать тепловые модели коры и верхних горизонтов мантии, где находятся основные положительные аномалии Т (рис. 18).

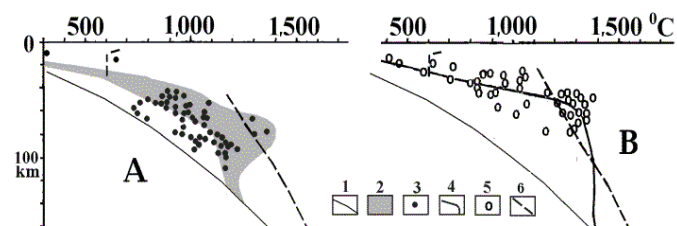


Рис. 18. Расчетные тепловые модели и данные геотермометров в зонах современной ОАА (шириной 60 км) докембрийской платформы (А) и альпийской геосинклинали (В).

1 – распределение Т под платформой до активизации, 2 – область расчетных Т зоны

ОАА платформы (в центре и на периферии), 3 – данные геотермометров платформенных зон ОАА (Алдан, Витим, Чешский массив), 4 – расчетные Т в зоне ОАА центральной части альпийской геосинклинали, 5 – данные геотермометров альпийских зон ОАА (Камчатка, Курилы, Апенины), 6 – температуры солидуса пород мантии и образований амфиболитовой фации метаморфизма в коре (в интервале глубин 10-30км).

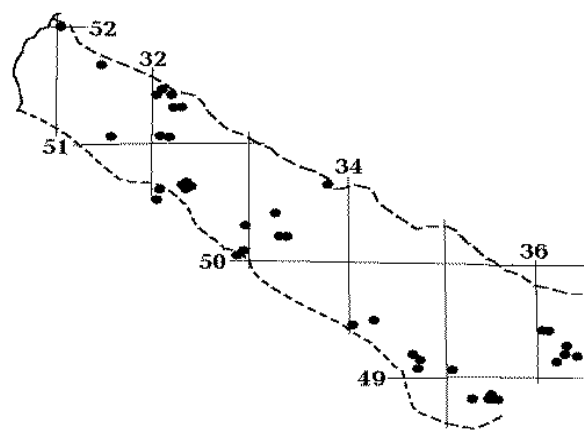


Рис. 19. Расположение пунктов, где глубинный

ТП в ДДВ  $\geq 55$  мВт/м<sup>2</sup>.

Очевидно, что модели согласуются с независимыми данными геотермометров. Часть (низкотемпературная) ксенолитов может характеризовать платформенные условия до начала активизации. Они захвачены магмой, которая отделилась от КТД перед образованием подкоровой астенолинзы. Под альпийской геосинклиналью это явление практически отсутствует: отклонения экспериментальных Т от расчетных можно объяснить погрешностями. Превышения данных геотермометров над данными расчетов на небольших глубинах связаны с формированием над слоем частичного плавления в коре вторжений в ее верхнюю часть, которые отсутствуют в модели.

За первые млн л, прошедшие после начала активизации, тепловая волна от мантийного источника еще не достигает поверхности. Раньше здесь появляется эффект корового перегретого этажа. Возникают аномалии ТП, достигающие 10-40 мВт/м<sup>2</sup>, которые фиксируются в зонах ОАА Карпат, Скифской плиты, Донбасса, Украинского щита и др.. Но распространена и ситуация, когда источники в средней части коры еще не проявляются в аномалиях ТП. Например, в ДДВ. Здесь аномалии встречаются только у локальных разломов, по проницаемым зонам которых к поверхности поступают перегретые флюиды, в том числе – и нефтегазоносные (Bächler, 2002, Гордиенко и др., 2005, 2006 и др.). Такие аномалии ТП, превышающие двойную погрешность определения теплового потока в ДДВ, показаны на рис. 19. Возможно, в северной части Деснянского бассейна аномалии представляют собой продолжение зоны современной активизации Припятского прогиба.

Тепловые модели современных зон ОАА (рис. 18) позволяют рассчитать распределение скорости сейсмических волн в подкоровом интервале глубин. Под платформой (рис. 20) и альпийской геосинклиналью расчетные  $V_p$  на 50-80 км должна сокращаться примерно до 7.8 км/сек. На Украине такой экспериментальной информации мало. Можно использовать результаты интерпретации данных о землетрясении в Закарпатье (Береговское, 1965г), отмеченном сейсмостанциями Карпат, Чешского массива и Крыма (Гордиенко и др., 2012б). Волны в указанном интервале глубин распространяются почти исключительно под зонами ОАА на платформе и в альпийской геосинклинали. Во всех случаях скорость совпадает с прогнозной.

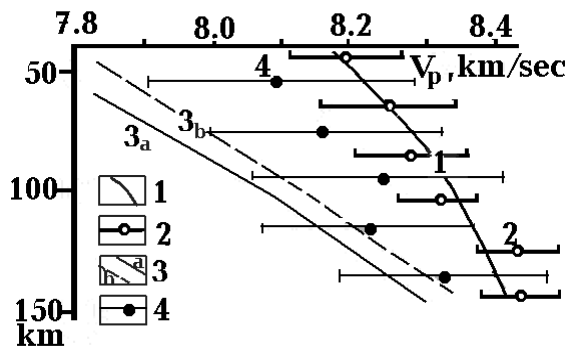


Рис. 20. Сравнение расчетных и экспериментальных значений  $V_p$  в верхней мантии платформ и одноактно активизированных зон Северной Евразии. .

Платформа: 1- расчетные и 2 - экспериментальные  $V_p$ . Зоны одноактной активизации: 3 – расчетные (регионы с величинами ТП: а – нормальными, b - пониженными), 4 - экспериментальные  $V_p$ .

Большой количество данных о значениях скорости в верхней мантии Северной Евразии под платформами и зонами ОАА (нефтегазоносности) приведено в работах (Гордиенко, 2014б,г) в основном по (Pavlenkova et al., 2006). Для сопоставления с экспериментальной информацией построены скоростные модели обоих типов регионов. Распределение скорости продольных сейсмических волн для платформы построено с учетом того факта, что на значительной части Сибирской платформы можно ожидать глубинные температуры заметно ниже типичных: здесь распространены регионы с пониженным ТП. На рис. 20 видно, что средние экспериментальные значения на разных глубинах отклоняются от расчетной кривой в среднем на 0.07-0.08 км/сек, что вполне объяснимо погрешностями определения значений  $V_p$ . Такое согласование показывает, что выбор состава пород мантии и влияния на скорость вариаций состава, температуры и давления верен. Переходя к сопоставлению данных для мантии зон ОАА, обнаруживаем другую картину (рис. 20). Обнаружены очень сильные вариации  $V_p$ . В рассматриваемых зонах присутствуют как блоки с низкой скоростью, отвечающие частичному плавлению пород эклогитовой или пиролитовой минералогии, так и высокоскоростные блоки, свойства которых могут быть объяснены только наличием в мантии большого количества твердых эклогитов. Данные по ксенолитам в нескольких случаях подтверждают это предположение (Гордиенко, 2014б). Образование таких блоков естественно связать с погружением в мантию эклогитизированных основных коровых пород в процессе ОАА. Их современная глубина связана с возрастом этой части процесса и скоростью перемещения. Эти параметры могут быть согласованы с принятым началом вторжений мантийных выплывов в кору, размером блоков и вязкостью вещества подкоровой мантии (Гордиенко, 2014б). С увеличением глубины аномалия скорости сокращается, так как в пиролите растет концентрация гранатов, сокращая плотностной контраст между пиролитом и эклогитом. Средние экспериментальные данные на уровне кровли алмазной фации уже согласуются с расчетными.

Можно рассмотреть для территории Украины и выделение искомой скоростной аномалии на основе данных о значениях  $V_p$  непосредственно под разделом М, на глубине примерно 50

км. Для этого используем информацию вдоль профилей ГСЗ, дополнив ее сведениями, полученными при интерпретации времен прихода на сейсмостанции волн упомянутого выше Береговского землетрясения и некоторыми другими (Гордиенко, 1999, Гордиенко и др., 20126 и др.). Сравнение величин  $V_p$ , полученных разными авторами в совпадающих районах, показывает, что погрешность их определения – не менее 0.1 км/сек.

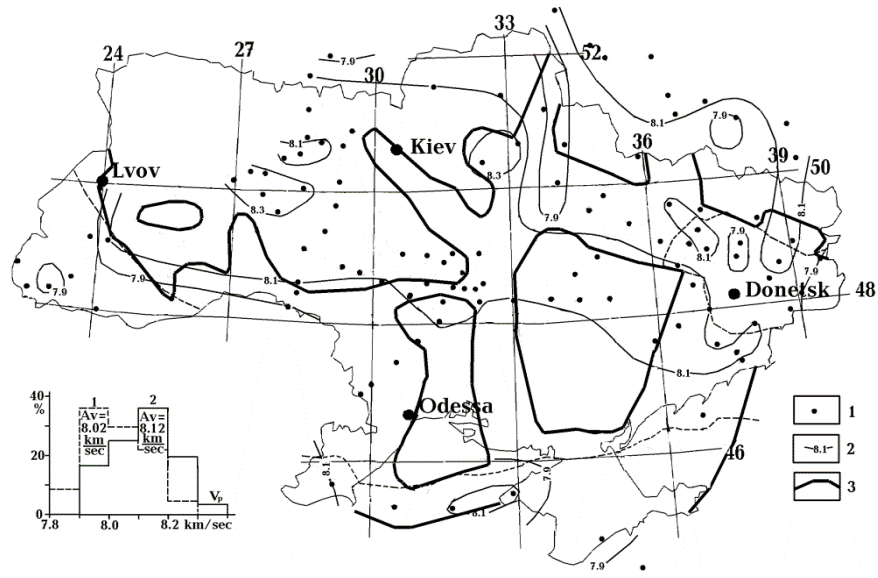


Рис. 21. Распределение скорости продольных сейсмических волн под разделом М на территории Украины.

1 – пункты определения скорости, 2 – изолинии (в км/сек), 3 – контуры зон современной активизации. Гистограммы распределений значений  $V_p$  на докембрийской платформе Украины: 1 – в зонах современной активизации, 2 – вне зон.

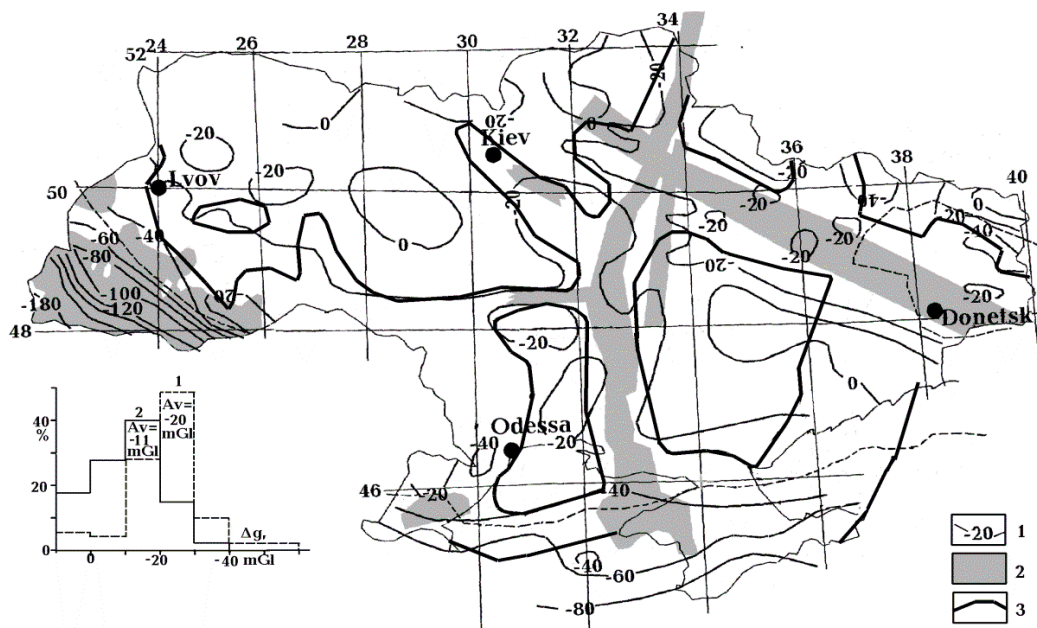


Рис. 22. Распределение мантийной гравитационной аномалии (1) (изолинии в мГал) и примерные контуры проводящих объектов (2) на территории Украины.

3 - границы зон современной активизации. Гистограммы распределений значений мантийной гравитационной аномалии на докембрийской платформе Украины: 1 – в зонах современной активизации, 2 – вне зон.

Поэтому изолинии на рис. 21 проведены через 0.2 км/сек. Незначительная плотность и неравномерность сети наблюдений делает достоверность и этих изолиний неясной. Приведенную на рис. 21 информацию следует рассматривать как качественную.

К сравнению привлечены только данные на платформенной части Украины, так как в фанерозойских геосинклиналях понижение скорости может быть связано со следами геосинклинального тепломассопереноса в мантии.

Несмотря на указанные проблемы, возникающие при построении рис. 21, все же видно, что в пределах зон современной активизации преобладают относительно пониженные значения  $V_p$ . Средние величины в зонах и вне них различаются примерно на 0.1 км/сек.

В целом можно констатировать, что отрицательная аномалия скорости продольных сейсмических волн в подкоревой мантии зон ОАА выделяется даже в случае ее экранирования возмущением противоположного знака.

Понижения скорости можно обнаружить и в земной коре зон ОАА. Их выявление достижимо в основном в платформенных регионах с маломощным или отсутствующим осадочным слоем, где можно довольно точно наметить фоновое распределение  $V_p$ . Отрицательные аномалии встречаются преимущественно в верхней половине коры, где связаны как с перегревом, так и с флюидизацией пород над среднекоревым слоем частичного плавления.

Тепловые модели мантии зон ОАА указывают на существенное разуплотнение пород под корой. Именно эти объекты создают основные возмущения гравитационного поля, расположенные глубже менее заметны. Расчет показывает: аномалии должны быть принципиально разными в зонах на платформе и в альпийских геосинклиналях. Возможны отличия в герцинской геосинклинали Донбасса и на периферии альпийского рифта Черного моря. Оценки погрешности гравитационного поля на реально используемых картах и вычисления модельного эффекта обеспечивают ошибку при сравнении в 10 мГал, т.е. достоверно фиксируемая аномалия рассматриваемой природы должна составлять не менее 20 мГал. Именно такой эффект, судя по результатам расчетов, должен быть на окраине зоны ОАА на платформе. Он выявляется с помощью расчета мантийной гравитационной аномалии (Тепловые модели мантии зон ОАА указывают на существенное разуплотнение пород под корой. Именно эти объекты создают основные возмущения гравитационного поля, расположенные глубже менее заметны. Расчет показывает: аномалии должны быть принципиально разными в зонах на платформе и в альпийских геосинклиналях. Возможны отличия в герцинской геосинклинали Донбасса и на периферии альпийского рифта Черного моря. Оценки погрешности гравитационного поля на реально используемых картах и вычисления модельного эффекта обеспечивают ошибку при сравнении в 10 мГал, т.е. достоверно фиксируемая аномалия рассматриваемой природы должна составлять не менее 20 мГал. Именно такой эффект, судя по результатам расчетов, должен быть на окраине зоны ОАА на платформе. Он выявляется с помощью расчета мантийной гравитационной аномалии (Тепловые модели мантии зон ОАА указывают на существенное разуплотнение пород под корой. Именно эти объекты создают основные возмущения гравитационного поля, расположенные глубже менее заметны. Расчет показывает: аномалии должны быть принципиально разными в зонах на платформе и в альпийских геосинклиналях. Возможны отличия в герцинской геосинклинали Донбасса и на периферии альпийского рифта Черного моря. Оценки погрешности гравитационного поля на реально используемых картах и вычисления модельного эффекта обеспечивают ошибку при сравнении в 10 мГал, т.е. достоверно фиксируемая аномалия рассматриваемой природы должна составлять не менее 20 мГал. Именно такой эффект, судя по результатам расчетов, должен быть на окраине зоны ОАА на платформе. Он выявляется с помощью расчета мантийной гравитационной аномалии (Гордиенко, 1999) - разницы между наблюдаемым полем и эффектом коры и нормальной мантии. Очевидно, что детальность и достоверность таких расчетов зависит от плотности сети профилей ГСЗ и качества скоростных разрезов коры вдоль них. В зонах ОАА на платформе результат оказывается на грани приемлемого. В районах с мантийными гравитационными аномалиями большей интенсивности ситуация не лучше: выделяемые аномалии достоверней, но они в значительной мере связаны с явлениями, не относящимися к ОАА.

Результаты расчетов для территории Украины представлены на рис. 22.

Несмотря на указанную неточность расчетов выявленная аномалия во всех случаях достаточно полно согласуется с прогнозируемой на основании тепловой модели (степени разуплотнения пород подкоревой мантии). Аномалией отмечаются все зоны современной

активизации. Вне зон на докембрийской платформе интенсивность возмущения в среднем примерно на 10 мГал меньше (рис. 22).

Аномальный прогрев верхних горизонтов мантии и коры неизбежно приводит к росту электропроводности пород. Практически зоны пониженного электросопротивления ( $\rho$ ) можно обнаружить (особенно при мощном осадочном слое с относительно низким  $\rho$ ) при достижении величины суммарной продольной проводимости ( $S$ ) не менее нескольких сотен симменсов. Прогнозировать распределение величины  $\rho$  в перегретых блоках коры и верхней мантии сложно, так как она зависит от нескольких факторов. Удельное электрическое сопротивление твердого силикатного скелета можно практически всегда считать очень большим (на порядки превышающим 100 Ом·м) (Гордиенко, 2001а). Концентрация расплава ( $\rho \approx 0.7$  Ом·м) в значительных объемах пород невелика – на уровне 1%. Соответственно  $\rho$  частично расплавленного блока ( $1.5\rho_f \cdot C^{-1}$ , где  $\rho_f$  – удельное электросопротивление флюида,  $C$  – его концентрация) составит около 100 Ом·м. При мощности блока 10 км значение  $S$  – около 100 См.

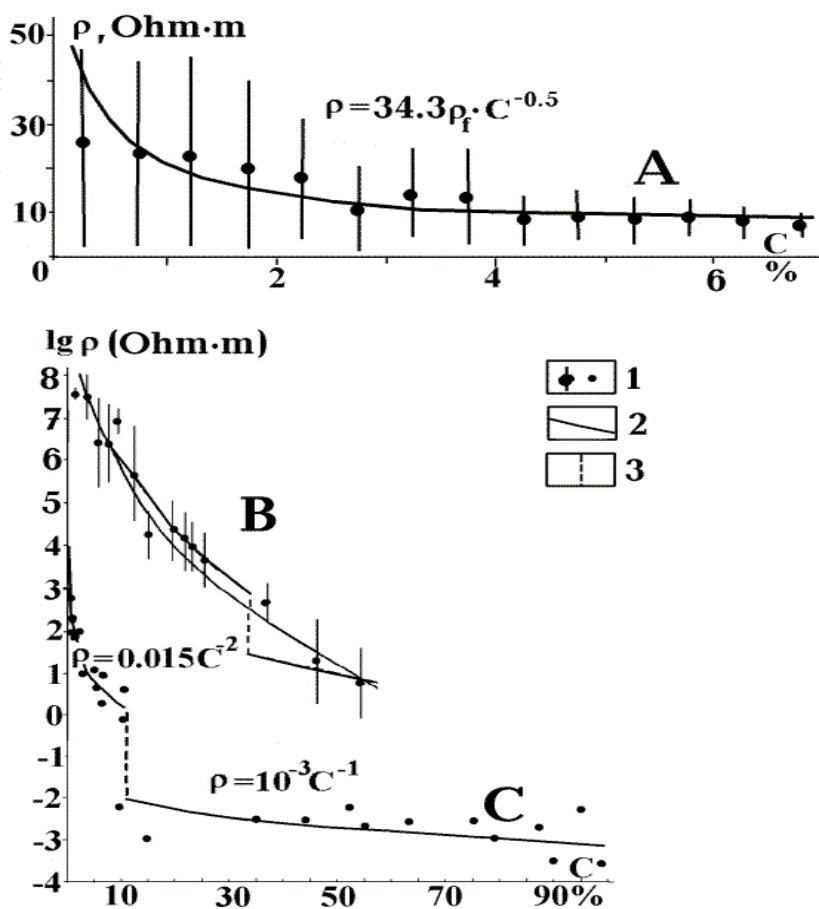


Рис. 23. Величины  $\rho$  пород при различных концентрациях ( $C, \%$ ) проводящих включений: А – глубинного флюида с  $\rho = 0.06$  Ом·м, В – рудных минералов, С – графита (Гордиенко, 2001а и др.).

1 – экспериментальные данные, 2 – подобранные по ним зависимости  $\rho = f(C)$ , 3 – перколяционный скачок  $\rho$  при достижении полной связности проводящих включений.

На рис. 23 представлены данные о влиянии различных проводящих включений в породы, способных сформировать значительные по размерам и  $S$  проводники. Очевидно, что практически невозможно достичь этого результата за счет реальных концентраций рудных

минералов без флюида или графита, которые увеличили бы степень связности. Для флюида, заполняющего поровое пространство, связность достигается уже при  $C \approx 0.1\%$ . Выбранная величина  $\rho$  флюида, использованная на рис. 23, примерно отвечает условиям на глубине порядка 10 км в зоне ОАА и обычной для этих условий минерализации. При реальных  $C$  достигается  $\rho \approx 10\text{-}20$  Ом·м, слой мощностью 10 км создаст объект с  $S = 500\text{-}1,000$  См, который можно достоверно диагностировать. Концентрации графита в крупных объектах не превышают десятых долей процента. При  $C$  около 0.5%  $\rho$  сухой породы достигнет примерно 600 Ом·м, суммарная продольная проводимость слоя мощностью 10 км – менее 100 См, т.е. проводник практически нельзя обнаружить. Но при флюидизации (достижении полной связности) графитоносной зоны  $\rho$  упадет до 1 Ом·м или ниже, соответственно  $S \geq 10,000$  См.

Таким образом, величины  $S$  проводников, возникших в зонах ОАА, могут различаться на порядок. Именно это и наблюдается в соответствующих районах Украины. Аномалия в Кировоградской ОАА (рис. 16) имеет  $S$  примерно 5,000-15,000 См. На Украинском щите она проходит по графитоносному району (Гордиенко и др., 2005). В Карпатской - 10,000-70,000 См. И в ее пределах известны выходы графитоносных пород. Остальные аномалии (прежде всего –

в ОАА ДДВ и Донбассе) имеют S в рамках 500-1,500 См. Не исключено, что и в ДДВ часть проводимости связана с небольшим содержанием шунгита в рифейских породах (Лукин, 1997).

В некоторых частях зон ОАА Украины (Кировоградской, Карпатской, Днепровской, Донбасской, Крымской и др.) фиксируются мантийные проводящие объекты, но с гораздо меньшей достоверностью, чем коровые.

Сходство глубинного процесса в зонах ОАА с начальным этапом рифтогенеза не обязательно должно проявляться в сокращении мощности коры, тем более, что под рифтами основная часть этого явления приурочена ко второму этапу. Однако возможность такого события нельзя исключать. Проверить это можно на докембрийской платформе за пределами области герцинского рифтогенеза, изменившего глубину раздела М в ДДВ. Очевидно, что для такой проверки еще менее пригодны территории фанерозойских геосинклиналей Карпат, Крыма и Донбасса (Гордиенко и др., 2011 и др.). Сравнение расположения зон ОАА Украины со схемой мощности коры приведено на рис. 24. Точность определения глубины раздела М предполагается на уровне первых километров, достоверность проведения изолиний при имеющейся неравномерной сети профилей ГСЗ количественно нельзя оценить. Поэтому представленная схема – качественная. Тем не менее, представляется вероятным соответствие зон ОАА утонением коры.

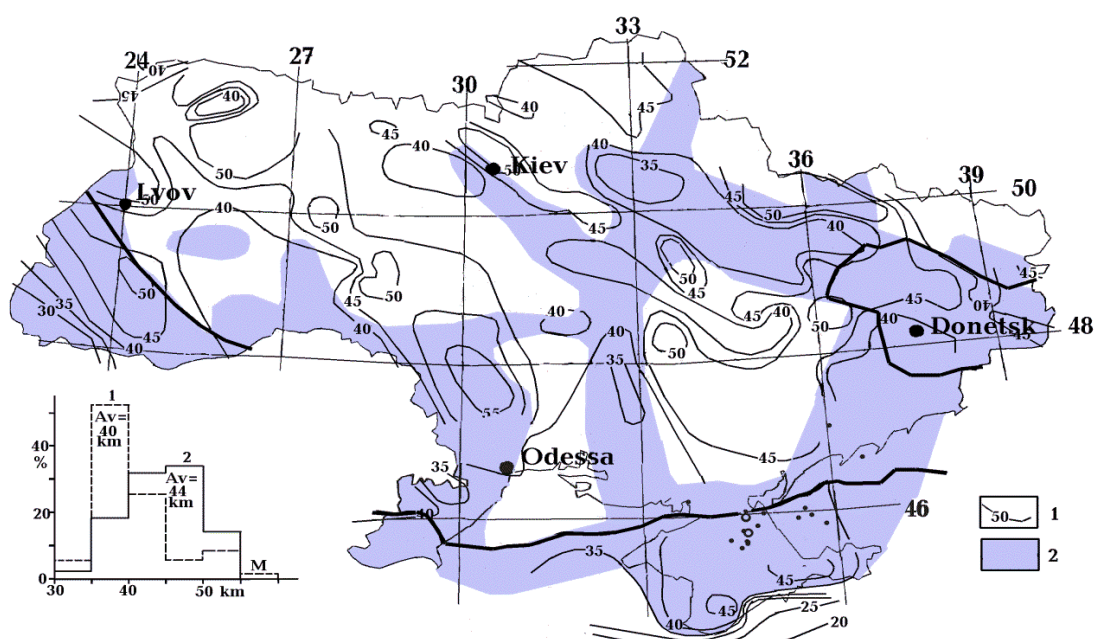


Рис. 24. Сопоставление глубины раздела М (в км) (1) и границ зон современной активизации (2). Гистограммы распределений значений глубин раздела М на докембрийской платформе Украины: 1 – в зонах современной активизации, 2 – вне зон.

Среднее отличие глубины раздела М в зонах и вне них составляет 4 км (рис. 24)

Можно констатировать, что проведенный анализ, базирующийся преимущественно на данных по Украине, позволил довольно полно очертить особенности зон ОАА. Однако в их происхождении и истории развития еще многое предстоит выяснить.

## ВЫВОДЫ

Целью раздела была проверка возможности использования представлений адвекционно-поллиморфной гипотезы для построения моделей глубинных процессов в тектоносферах рифтов и зон одноактной активизации континентов. При рассмотрении герцинского рифта (Днепровско-Донецкой впадины) и альпийского (ЦМФ) удалось объяснить на количественном уровне (в пределах реальных ошибок) геологические явления и физические поля. Важно отметить, что соответствие экспериментальных и расчетных данных было достигнуто без подбора параметров моделей. Таким путем объяснены:

1. Данные геотермометров в коре и верхней мантии .
2. Эволюция толщины осадочного слоя и толщины земной коры (последнее – на качественном уровне).

3. Возраст и состав магматических пород, глубины магматических очагов и температуры в них
4. Наблюдаемое распределение теплового потока.
5. Скорости сейсмических волн в земной коре и верхних горизонтах мантии.
6. Гравитационные эффекты аномалий плотности пород верхней мантии.
7. Аномалии электропроводности в земной коре и верхней мантии.

Методика изучения зон одноактных активизаций, происходящих сейчас и в геологическом прошлом, пока разработана недостаточно детально, не исключено, что глубинные процессы в них существенно различаются и необходимо будет рассматривать в этом случае не один тип эндогенного режима. Тем не менее, на территории Украины удалось выделить зоны ОАА и показать, что с ними связана сейсмичность, аномальная изотопия гелия подземных вод, нефтегазоносность, аномалии ТП, скорости сейсмических волн в подкоровой части верхней мантии, аномалии электропроводности, отрицательные мантийные гравитационные аномалии, возможно – сокращение мощности земной коры.

## 8. СКОРОСТИ Р-ВОЛН В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД ОКЕАНАМИ

Обобщение геолого-геофизической информации, касающейся океанов и переходных зон между ними и континентами, проведенное, в частности, в работах (Гордиенко, 2012, Gordienko 2015a, и др.), обнаруживает ее недостаточность для обоснованного контроля гипотетических схем глубинных процессов в тектоносфере этих регионов (в данном случае – отвечающих адвекционно-полиморфной гипотезе). В какой-то мере исправить положение можно построением скоростных моделей верхней мантии под ними, так как упомянутые регионы отличаются повышенной сейсмичностью и довольно развитой системой наблюдения за землетрясениями. Большую пользу может принести построение даже одномерных распределений по глубине скорости продольных сейсмических волн ( $V_p$ ), не отражающих многих деталей, но дающих возможность выявить основные характеристики теплопереноса в верхней мантии. Максимальный интерес представляет создание полного набора таких моделей для срединных океанических (сейсмичных) хребтов – СОХ, океанических котловин, глубоководных желобов, островных дуг (и, по мнению автора, эквивалентных им береговых хребтов) и задуговых впадин.

В литературе есть информация о скоростных разрезах многих таких регионов, но она часто противоречива (см. ниже) или ограничена априорными представлениями, например, об отсутствии вариаций скорости относительно модели АК135 (Gudmundsson et al., 1998 и др.) на глубинах нижней половины верхней мантии и т.п..

Наиболее перспективной представляется планируемая операция для островных дуг, в пределах которых сеть сейсмостанций особенно плотная. Под территориями и акваториями этих регионов гипоцентры многих землетрясений располагаются на сравнительно небольших глубинах, в верхних горизонтах мантии. Они могут поставить подходящий материал для планируемых построений. Можно предвидеть и источник возможных осложнений, заключающийся в крайней неравномерности распределения скоростей распространения сейсмических волн в подкоровой части тектоносферы (Низкоус и др., 2006 и др.). Однако, достижение поставленной цели все же кажется реальным. Хотя по мнению автора островные дуги представляют собой собственно океанических образований: это – альпийские геосинклинали, аналогичные таковым на континентах. Это подтверждается и сейсмологическими данными (Гордиенко, 2016 и др.). Но дуги все же входят в систему структур активной переходной зоны от континента к океану, ближе к континенту часто располагаются задуговые бассейны, кора которых находится в состоянии почти завершившейся океанизации. Поэтому дуги включены в состав изучаемых регионов. После их исследования, накопления опыта, легче перейти к построению моделей мантии других, собственно океанических, регионов.

### АПРИОРНЫЕ ДАННЫЕ О СКОРОСТНЫХ РАЗРЕЗАХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ОКЕАНОВ

Сейсмологическая изученность океанов и активных окраин довольно значительна (Болдырев, 1986, Chu et al., 2012, Feng et al., 2007, Fukao, 1977, Гонтовая и др., 2006, Gudmundsson et al., 1998, Jiang et al., 2009, Отчет..., 2008, Тараканов, 2006, Тектоносфера ..., 1992, Walck, 1985, Yamasaki et al., 1996 и др.), но различия между приводимыми в перечисленных публикациях моделями для однотипных регионов велики. В большой мере это обусловлено заранее принятыми авторами представлениями о скоростной структуре верхней мантии.

Для геологической интерпретации скоростных разрезов они должны быть представлены в абсолютных значениях  $V_p$ . Поэтому автор не рассматривал модели, построенные в аномальных значениях, для которых не приводился референтный разрез.

Можно выделить две группы моделей: в первой предполагается обязательное наличие резкого скачка скорости на глубине около 400 км; во второй этот элемент отсутствует (рис. 1). Приводимые данные представляют собой осреднения нескольких разрезов, на каждой глубине приводится средняя величина  $\pm$  среднее отклонение от нее. Информация по регионам различается по количеству привлеченных моделей и не претендует на полный обзор имеющихся сведений. Речь идет выявлению имеющихся тенденций. Средние значения, предварительно установленные на всех глубинах в верхней мантии океанических регионов,



довольно близки (различаются на величины до нескольких 0.1 км/сек). Поэтому при подборе расчетного годографа, согласующегося с наблюдаемыми, можно использовать одну модель первого приближения.

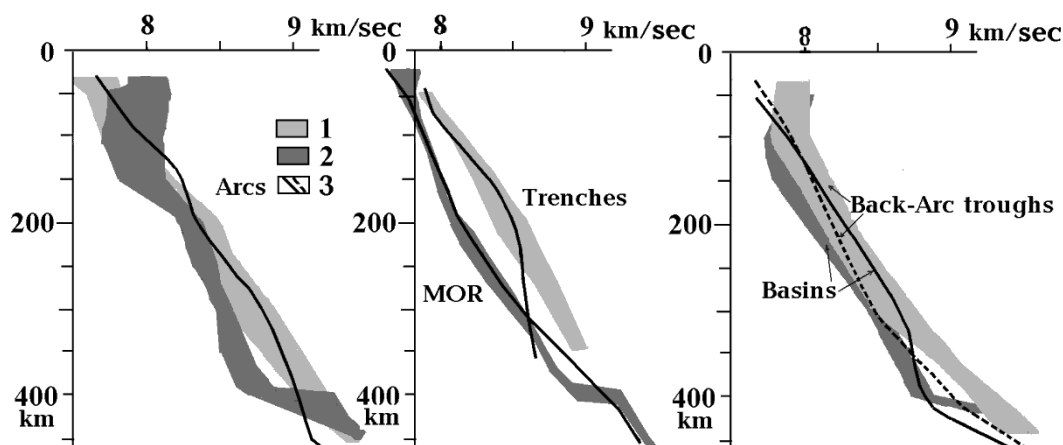


Рис. 1. Скоростные модели океанических регионов.

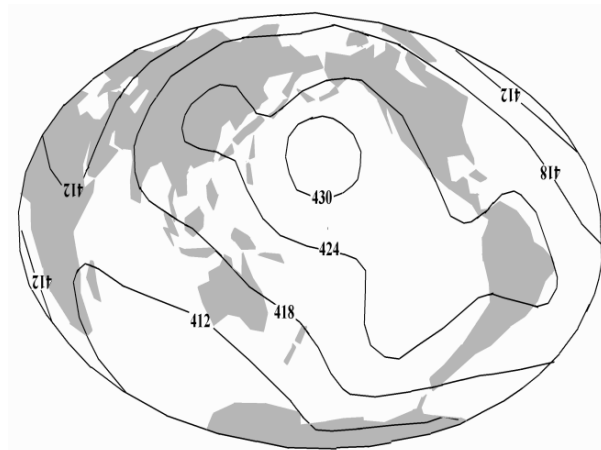
1 - без резкого скачка  $V_p$  на глубине около 410 км, 2 - со скачком  $V_p$ , 3 - скоростные разрезы верхней мантии, построенные в данной работе.

Обоснованием для границы на глубине 410 км, часто вводимой в скоростные модели мантии априорно, являются, кроме сейсмических, петрологические данные, в частности результаты А.Рингвуда (Рингвуд, 1981). Они свидетельствуют о начале примерно на этой глубине (при температуре (Т) около  $1,600^{\circ}\text{C}$ ) полиморфного преобразования мантийных пород. Но для вероятного состава изменяющегося оливина процесс должен охватывать вполне заметный интервал глубин (РТ-условий). Согласно расчетам (Brown et al., 1981, Irifune, 1987 и др.), основанным на экспериментальных данных, мощность слоя, в котором происходит преобразование оливина- $\alpha$  в модифицированную шпинель (оливин- $\beta$ ) и завершение перехода пироксенов мантийного пиrolита в гранаты, составляет около 60 км. Оценка Рингвуда - 100 км, но в его трактовке речь может идти о интервале глубин для двух переходов, завершающихся образованием оливина- $\gamma$  (собственно шпинели оливинового состава).

Использованное при оценке глубины полиморфного перехода значение вертикального градиента температуры представляется близким к реальному, но приведенные абсолютные величины Т и метод их получения (Brown et al., 1981, Рингвуд, 1981) не согласуются с принятыми авторами тепловыми моделями верхней мантии (Гордиенко, 2012, Gordienko, 2015a и др.).

Само по себе получение в одном регионе указанных вариантов скоростных разрезов говорит о неоднозначности решения обратной задачи при различном подходе авторов. На возможность согласования сейсмической информации с разными распределениями  $V_p$  в рассматриваемом интервале глубин указывают авторы, специально изучавшие вопрос, например (Zhao et al., 1999).

Глубина скоростного скачка в рассматриваемых моделях принята равной примерно 400 км.



В то же время исследования, проведенные именно с целью ее определения (т.е. в предположении, что граница существует), указывают на глубину около 430 км или несколько больше (Flanagan et al., 1999) (на резульативной схеме – рис. 2 – по какой-то причине приведены глубины на 10 км меньше).

Рис. 2. Схема глубин раздела «410 км» (Flanagan et al., 1999) в км.

Достоверность такой информации увеличивается с ростом детальности и точности учета вышележащего разреза

(Flanagan et al., 1999), но практически установленные вариации глубины (порядка 10 км) оказываются меньше погрешности их определения (около 15 км). С этой точки зрения полезно сравнить полученные результаты с данными ГСЗ на базе ядерных взрывов, полученными в Северной Евразии (Pavlenkova et al., 2006). Используемый метод построения границы в этом случае позволяет максимально использовать сведения о скоростях в коре и верхней мантии. Установленные двумя методами глубины совпадают с точностью до нескольких километров.

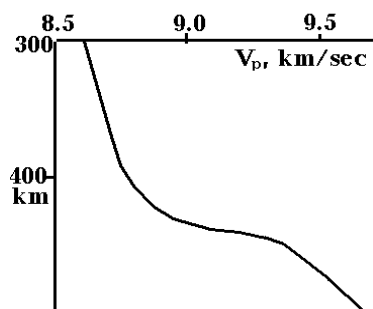


Рис. 3. Распределение скорости продольных сейсмических волн в нижней половине верхней мантии Южной Африки по (Zhao et al., 1999).

Таким образом, наиболее вероятной представляется глубина начала полиморфного перехода около 430-435 км. Этот результат примерно согласуется с установленным по тепловой модели верхней мантии под неактивной платформой. На несколько больших глубинах скорость должна расти с большим градиентом, но не скачкообразно.

Этим условиям в какой-то мере отвечают результаты работ, направленных на изучение «внутренней структуры» скачка скорости, например (Zhao et al., 1999 и др.). Здесь рассмотрен скоростной разрез мантии щита Южной Африки, в соответствующей части которого виден рост вертикального градиента скорости продольных волн минимум в 7-8 раз по сравнению с вышележащим горизонтом (рис. 3). Такой рост скорости нельзя согласовать с полиморфной природой границы. Поэтому следует все же дать оценку, отражающую физическую природу явления. Необходимые данные приведены на рис. 4. Распределение температуры в низах верхней мантии отвечает геосинклиальному эндогенному режиму (островных дуг), а не платформенному, как на рис. 3. По представлениям АПГ это означает существенное сокращение температуры. Обозначенные на рис. 4 полиморфные преобразования подразумевают сохранение химического состава минералов.

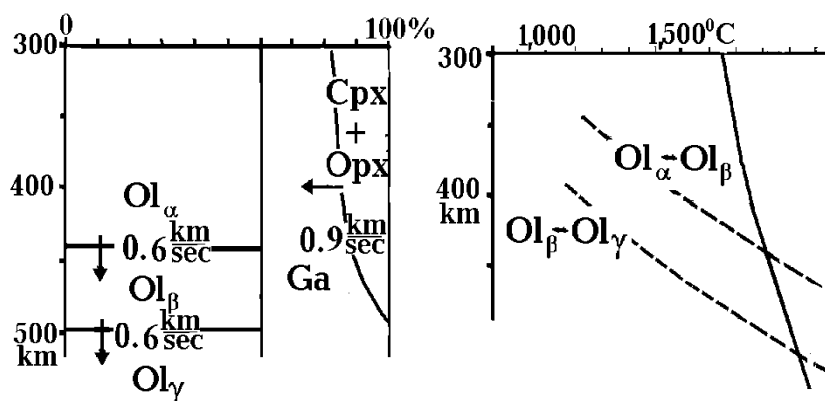


Рис. 4. Тепловая модель (справа) низов верхней мантии и схема преобразования минерального состава вещества (слева) для постгеосинклиальной фазы. Стрелками показаны направления увеличения скорости при полиморфном переходе минерала. Ol – оливин (~ 10% фаялита), Ga - гранат, Crx, Orx – клино- и ортопироксены.

Величины изменений  $V_p$  оценены по закону Бёрча, для использования которого требуется минимум информации. В интервале глубин 440-500 км скорость (с учетом сохранения вертикального градиента, связанного с изменениями температуры и давления) увеличивается на 0.45 км/сек. Расчетный вертикальный градиент заметно не отличается от полученного для осредненных экспериментальных моделей на рис. 1. Только его увеличение начинается на меньшей глубине. Именно такое распределение скорости было принято в качестве стартовой модели. Отличия в самых низах изучаемого разреза не могли изменить результаты на меньших глубинах, а глубина проникновения расчетных лучей ограничивалась 450-470 км.

Некоторые современные сейсмологи не считают задачу диагностики скачков скорости в мантии решенной. «...важные особенности сейсмического поля, выявленные в результате обработки сейсмограмм землетрясений и больших взрывов, в настоящее время находятся в стадии осмысления. Анализируется достоверность таких особенностей, как граница 220,

граница 410, граница 520, граница 660. Где находятся границы 410 и 660, насколько они изменчивы. Является граница 520 повсеместной, глобальной.» (Якупов, 2011).

В качестве коровой модели (для островных и прибрежных сейсмостанций) применялись данные из работ (Aoki, 1972, Iwasaki et al., 2013, Эрлих, 2011, Низкоус и др., 2006, Тектоносфера ..., 1992, Удинцев, 1987, Usami, 1958, Yoshii, 1974, Zhao, 1997 и др.). Мощность коры в моделях начального приближения ограничена 30 км. В коре в соответствии с имеющимися данными было принято упрощенное распределение скорости в виде трех слоев со значениями на границах 0 км – 5.0, 10 км – 6.6, 20 км – 7.4, 30 км – 7.7 км/сек и линейным изменением между ними. Естественно, принятая мощность и скоростной разрез коры – результат компромисса между данными разных авторов. В конкретных регионах допускалась некоторая коррекция разреза, заметно не влиявшая на результаты расчетов.

Упомянутая выше высокая изменчивость скоростей продольных сейсмических волн в подкоровом интервале глубин обнаружена во всех достаточно детальных исследованиях (Низкоус и др., 2006, Павленкова и др., 1993 и др.). (рис. 5).

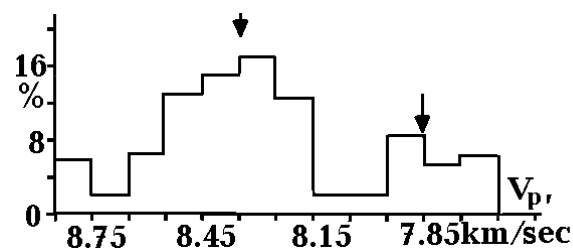


Рис. 5. Гистограмма распределения значений  $V_p$  в мантии на глубинах 10-80 км под Ангольской и Бразильской котловинами Атлантического океана (Павленкова и др., 1993).

Она обуславливает резкое увеличение разброса времен прихода волн от землетрясений на небольших угловых расстояниях. Соответствующие отрезки годографов просто не рассматривались, их построение начиналось примерно с  $3^\circ$ , после которых разброс времен приобретал стабильный характер. Соответственно скоростные разрезы строились, как правило, начиная с глубин около 50 км.

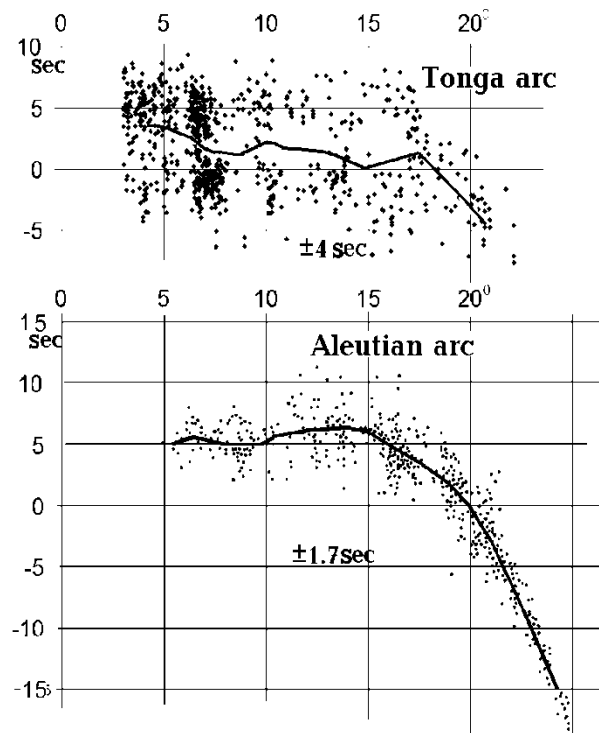
Природа наблюдаемого разнообразия скоростей сейсмических волн под корой не во всех деталях поддается интерпретации. Стрелки на рис. 5 указывают на значения  $V_p$ , характерные при подкоровой температуре в мантии котловин для обычного лерцолита (7.85 км/сек) и эклогита (8.35 км/сек). Они примерно согласуются с экстремумами распределения. При обычной погрешности определения скорости (около 0.1-0.2 км/сек) можно объяснить сопутствующие части гистограммы. Но существенно большие величины не могут быть так истолкованы. Они образуют отдельный массив данных со средней величиной около 8.50-8.55 км/сек. При обычном химическом и минеральном составе пород и принятых РТ-условиях такие значения не должны встречаться. Тем более, что по данным, приведенным автором в работе (Гордиенко, 2012), известные различия химического состава пород верхней мантии под континентами и океанами не могут быть причиной заметного скоростного возмущения. Сведения о составах в работе Ф. Бойда (Boyd, 1989) позволяют сделать несколько иной вывод. Если они справедливы (по приведенным в (Boyd, 1989) данным это установить не удастся: там недостаточно информации, она ограничена, в частности, одним районом докембрийской платформы – Южной Африкой), то несколько большее содержание железа в мантийных минералах под океанами может обусловить понижение скорости на 0.05-0.10 км/сек. Причина роста железистости может быть связана с процессом океанизации базитовой коры континентальной мощности (Гордиенко, 2012 и др.). При этом процессе в мантию погружается количество основных пород, эквивалентное слою мощностью до 20-30 км. В них железистость составляет в среднем 13%, в континентальной мантии – 7%. Возможен рост содержания железа на 1-2% в верхней половине верхней мантии, что примерно отвечает оценке Ф. Бойда. Нижняя часть верхней мантии, скорее всего, этим процессом не затрагивается: на таких глубинах в нормальных мантийных породах уже произошла замена значительной части пироксенов гранатами и их плотность не меньше имеющейся у эклогитов.

Из приведенных данных следует необходимость введения небольших (на уровне погрешности вычислений) отрицательных поправок в расчетные значения  $V_p$  под океанами, полученные по тепловым моделям. Но возможным кажется и процесс обеднения железом мантийных пород (в частности – эклогитов), из которых выплавлялись магмы, внедрявшиеся в кору при океанизации. Вероятность такого события неясна, но его эффект может быть значителен. В табл. 1 приведены данные о вариациях значений  $V_p$  в минералах эклогитов при изменении железистости.

Таблица 1. Изменения  $V_p$  в пироксенах и гранатах в зависимости от содержаний Fe.

Минерал	Химическая формула	$V_p$ , км/сек
Диопсид	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	7.8
Геденбергит	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	6.7
Энстатит	$\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	7.8
Бронзит	$(\text{Mg}_{0.91}\text{Fe}_{0.09})_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$	7.4
Гроссулярь	$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	8.8
Альмандин	$\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	8.5
Пироп	$\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	8.6

В принципе предполагаемое изменение возможно, но его реальность должна быть проверена экспериментально.



Помехи, создаваемые изменчивостью скоростей в породах мантии океанов, не всегда сводятся к росту беспорядочного разброса точек при построении годографа. Возможно и возникновение анизотропии среды, ведущей к формированию различных вариантов годографов на разных направлениях распространения волн землетрясений. Из всех изученных регионов это явление обнаружено только под островными дугами и сопровождающим ее желобом Тонга. Построенный для дуги Тонга годограф на рис. 6 сопоставлен с полученным для Алеутской дуги.

Рис. 6. Экспериментальные годографы (редуцированные к скорости 8.2 км/сек) под двумя островными дугами. Точки – наблюдаемые времена прихода волн, линии – осредняющие их годографы.  $\pm 4\text{sec}$  и  $\pm 1.7\text{sec}$  – средние отклонения точек от осредняющего годографа.

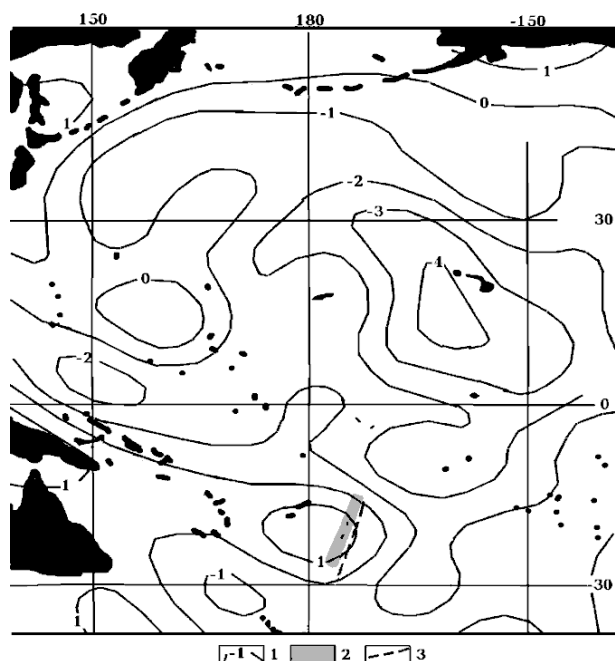


Рис. 7. Распределение поляризационной анизотропии в мантии Пасифики (Romanowicz, 2003).

1 – изолинии поляризационной анизотропии ( $V_{sh}-V_{sv}/V_{sh}$  в %) на глубине около 150 км, 2 – дуга Тонга, 3 – желоб Тонга.

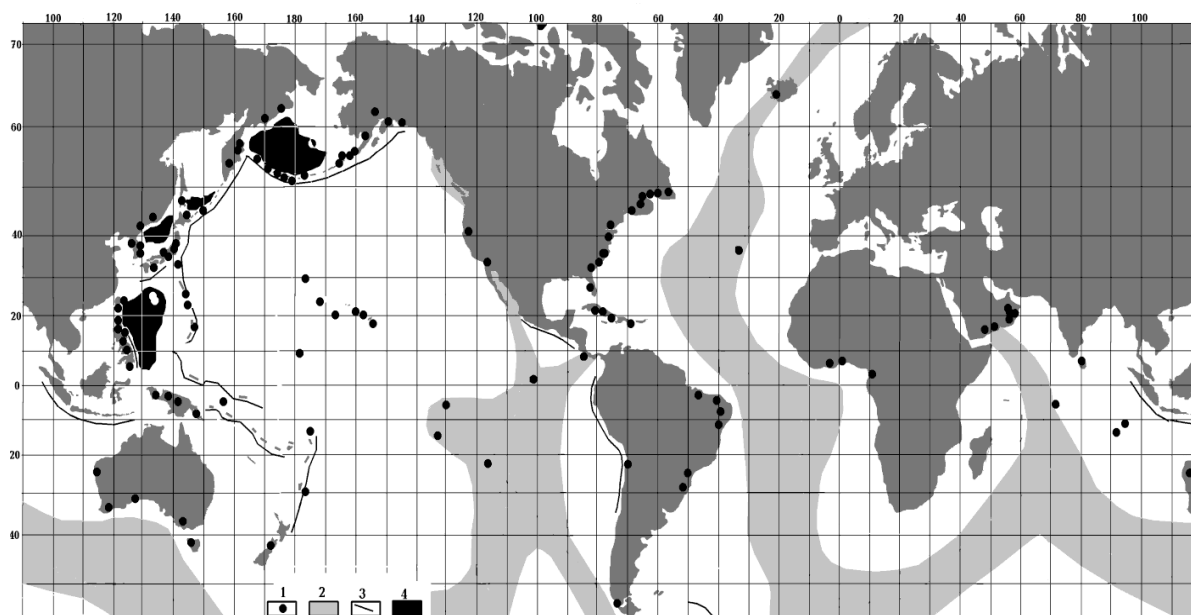
Отклонения наблюдаемых времен прихода волн от осредняющего годографа в случае дуги Тонга много больше, чем для Алеут. Массив экспериментальных данных для дуги Тонга распадается на два, верхний из которых в целом согласуется с осредняющим годографом Алеутской дуги (и других дуг и береговых хребтов – см. ниже). При учете второго массива, явно отделяющегося от первого, картина меняется. Средний годограф дуги Тонга оказывается много ниже, что отвечает значительно более высоким скоростям в мантии. Возможная

причина – в необычной величине поляризационной анизотропии пород мантии этого региона (рис. 7).

Справедливо ли такое предположение – неясно. Данные по желобу и дуге Тонга были просто исключены из рассмотрения.

### ИСПОЛЬЗОВАННЫЙ ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Тектоническое районирование океанов и активных окраин часто определяется принятой гипотезой глубинных процессов. Учитывая весьма ограниченную информацию о геологической истории океанов автор постарался избежать такого подхода. В большинстве случаев использовались чисто морфологические признаки и сведения о современной сейсмичности. Поднятия, сопровождаемые землетрясениями, отождествлялись с СОХ, обширные котловины считались регионами одного типа вне зависимости от осложняющих их форм локального рельефа и проявлений современного магматизма, по резкому изменению глубин выделены окраинные желоба и задуговые бассейны. Исключением были островные дуги и береговые хребты Камчатки и Америк. Они считались находящимися в начале постгеосинклинальной стадии развития, во многих случаях осложненной современной активизацией (Гординко, 2012, Gordienko, 2016a). В их пределах последняя складчатость мощных толщ возрастом от олигоцена до плиоцена (они сосредоточены, как правило, в прогибах на внешней – океанической - стороне островов) произошла на границе плиоцена и плейстоцена. Не исключено, что складчатость в расположенных западнее дуг старше.



**Рис. 8.** Сейсмостанции, данные по которым использованы при построении годографов. 1 – сейсмостанции, 2 – СОХ, 3 – желоба, 4 – изученные задуговые бассейны.

В широкой Японской дуге очевидна территориальная близость разновозрастных образований. Однако, расположение эпицентров землетрясений на восточной окраине дуги, часто между берегом и глубоководным желоб, позволяет характеризовать именно самую молодую часть структуры. Исключением может оказаться ее юго-западная часть, не сопровождаемая желобом (более того, расположенная западнее современного рифтогена Фосса-Магна, предположительно продолжающего на север дугу Идзу-Бонин). Но времена пробега волн от здешних землетрясений не отличаются от остальных на тех же угловых расстояниях.

На рис. 8 представлено размещение сейсмостанций, использованных в работе (US..., International...). Изученные регионы существенно различаются как по объему использованного материала (количеству землетрясений) так и по охвату существующих однотипных структур. Это обусловлено наличием информации, размерами и расположением структур. Общая количественная характеристика данных приведена в табл. 2.

Таблица 2. Количество землетрясений, сведения о которых были использованы при построении годографов.

Регион	N	Регион	N
СОХ			
Австрало-Антарктический	456	Срединно-Атлантический	563
Вост. Индийский	457	Вост. Тихоокеанский	871
Чилийский	137	Галапагос-Коко	91
Котловины			
Ангольская и Бразильская	15	Сев. Американская	188
Сев. Тихоокеанская	33	Зап. Австралийская	640
Желоба			
Алеутский	160	Японский	12
Курило-Камчатский	19	Идзу-Бонинский	616
Тонга (не использовался)	30		
Островные дуги и береговые хребты			
Алеутская	2337	Яванская	127
Курильская	3168	Тонга (не использовалась)	804
Японская	710	Кермадек	454
Идзу-Бонинская	1310	Юж. Анды	106
Соломонова	740	Сев. Анды	562
Новая Гвинея	1138	Сев. Кордильеры	277
Филиппинская	971	Юж. Кордильеры	109
Задуговые бассейны			
Японский	170	Филиппинский	220
Берингов	390	Юж. Охотский	120

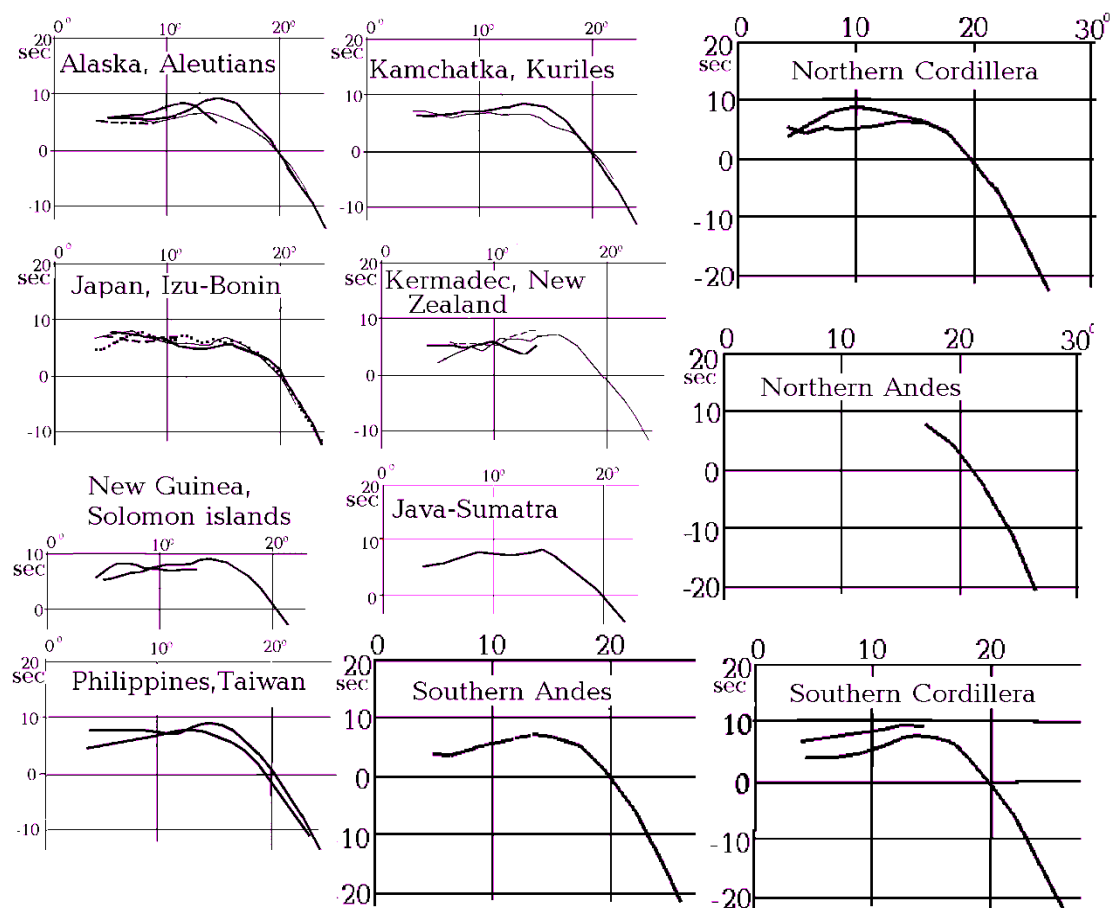
Использована информация, полученная на 130 сейсмостанциях.

Наиболее полный материал собран по островным дугам и береговым хребтам Тихого и Индийского океанов. Этому способствовали большая протяженность структур и обилие землетрясений. Хуже всего освещены желоба. Небольшая ширина этих изогнутых в плане структур затрудняет подбор сейсмостанций и малоглубинных землетрясений, расположение которых обеспечивает построение скоростной модели именно желобов без влияния соседних котловин или островных дуг. Поэтому обоснованность средней скоростной модели оказалась существенно меньше, чем луг. Меньше и максимальная глубина, до которой построено распределение  $V_p$ . Немного лучше обстоит дело с задуговыми бассейнами. Тут удалось все же построить модель до подошвы верхней мантии. Сравнительно хорошо представлены СОХ, заметно слабее – океанические котловины. Возможно, привлечение в будущем большего количества данных позволит улучшить достигнутую изученность, но и уже полученные результаты позволяют обнаружить многие важные особенности скоростной структуры мантии океанических регионов.

### МЕТОДИКА РАСЧЕТОВ

Расчетный годограф получен по программе SEIS-83 И. Пшенчика и В. Червени. Построенная картина проникновения лучей рефрагированных волн на разные глубины обнаруживает причины пробелов (не идентичные причинам возникновения «тени» в зоне пониженных скоростей) и «петель». Последние отмечены и при предшествующих исследованиях мантии океана (Тараканов, 2006 и др.). Максимальные необходимые глубины проникновения лучей достигаются на удалениях примерно  $23^\circ$  и временах пробега около 300 с.

Для сравнения с расчетным годографом использованы сведения о временах пробега волн из (US..., International...) Привлекались только данные по землетрясениям, эпицентры которых располагались в изучаемых регионах. Глубины гипоцентров привлеченных к анализу землетрясений (Н) достигали 50-55 км, все они были пересчитаны на одну величину Н, примерно отвечающую глубине раздела М. Поправки к временам прихода волн пересматривались по мере подбора скоростного разреза в диапазоне глубин между действительной глубиной очага (гипоцентра) и Мохо.



**Рис. 9.** Редуцированные наблюдаемые годографы на сейсмостанциях в изучаемых островных дуг и береговых хребтов.

Для удобства сопоставления расчетных и наблюдаемых годографов построены их редуцированные варианты для скорости продольных сейсмических волн в породах верхней мантии, равной 8.2 км/сек. Осреднение наблюдаемых времен прихода волн проводилось в скользящем окне в 3-40, результирующая точка на годографе размещалась внутри окна с учетом изменяющейся «концентрации» наблюдаемых, единичное смещение окна составляло 0.40.

Отклонения точек от осредняющей кривой представляются неплохой характеристикой погрешности наблюдаемого годографа. Среднее значение для всех рассмотренных годографов - около 2 с. Типичное значение отклонений не превышает полученных в других работах близкой направленности (Feng et al., 2007 и др.).

Согласно оценкам в работе (Назарова и др., 2010) отклонение около 2 с может быть обусловлено только ошибкой в определении планового положения эпицентра землетрясения при реальной погрешности информации об одномерной скоростной модели региона, используемой для расчета параметров очага. Погрешность определения глубины очага также вносит вклад в величину отклонения, заметно увеличивая его. По данным работы (Тараканов, 2006) ошибка в определении момента события 1-1.2 сек. Погрешность положения эпицентра  $\pm 10-15$  км, глубины очага -  $\pm 10$  км. По (Отчет ..., 2008) погрешность определения координат эпицентра составляет около 0.10 град. широты и долготы. Оценки погрешности расчета для большей части годографа дают величину не меньше 1-1.5 с, скорее всего они значительней, но обоснованно их установить не удается.

Наблюдаемые годографы представлены на рис. 9 и 10.

Для всех изучаемых типов океанических регионов были построены средние годографы. Исключение составили желоба: ограниченность полученного материала привела к построению одного годографа по данным для всех структур. Средние отклонения частных годографов от осредняющего невелики (максимальны они для островных дуг и береговых хребтов, но и в этом случае составляют 1.8 с) – около 1.5 с. На достигнутом уровне изученности можно сделать

вывод о том, что для всех полученных массивов информации по отдельным структурам в пределах одного типа регионов следует использовать один годограф. При отмеченной выше погрешности установленные отличия неизбежны.

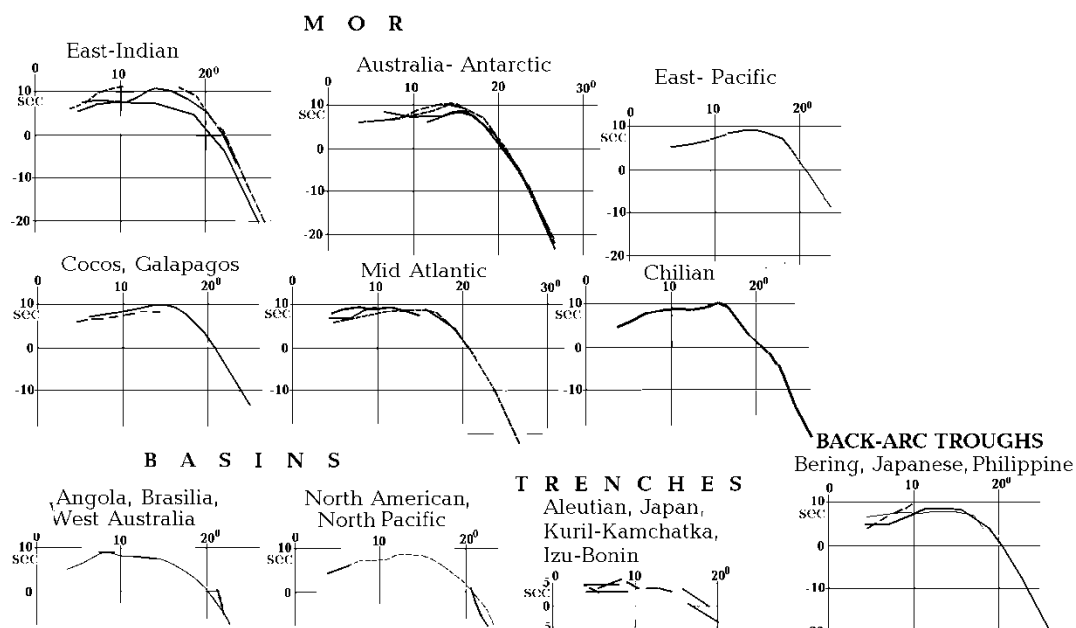


Рис. 10. Редуцированные наблюдаемые годографы на сейсмостанциях COX, котловин, желобов, островных дуг, задуговых бассейнов.

В соответствии с величиной погрешности можно оценивать и результаты сравнения наблюдаемых и расчетных годографов. Вариации результатов расчета, выраженные в разнице времен при различных скоростных разрезах, существенно меняются с глубиной вносимых изменений модели.

Чтобы не пропустить скоростных аномалий будем считать заметными различиями расчетных и наблюдаемых годографов все, превосходящие на размер 2 sec. Хотя не все фиксируемые при этом скоростные аномалии (отвечающие отличиям от подобранного расчетного годографа) могут быть признаны достоверными.

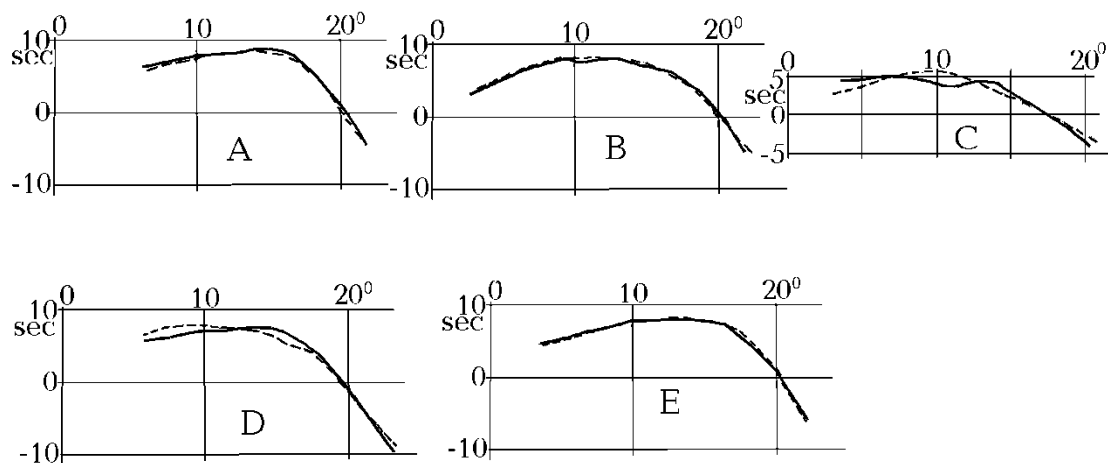


Рис. 11. Согласование наблюдаемых (сплошные линии) и расчетных (штриховые линии) годографов. А – COX, В – котловины, С – желоба, D – островные дуги, E – задуговые бассейны.

Большинство наблюдаемых годографов удовлетворительно согласуются с расчетным (пример – на рис. 11), т.е. можно утверждать, что типичный скоростной разрез верхней мантии изучаемых объектов соответствует использованному при расчете.

Некоторые заметные аномалии обнаруживаются в мантии под Камчаткой. В частях наблюдаемых годографов появляются отличия от расчетного, для устранения которых под



Камчаткой необходимо ввести понижение скорости примерно на 0,15 км/сек на глубинах около 100-200 км. Примерно такой же объект можно предположить под Нов. Гвинеей, Вост. Индийским хребтом.

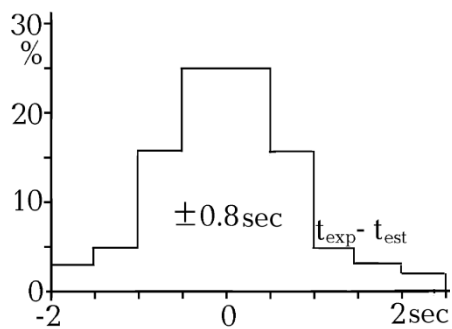


Рис. 12. Гистограмма распределения отличий средних наблюдаемых годографов от расчетных.

Гистограмма распределения отличий наблюдаемых годографов от расчетного ( $t_{exp} - t_{est}$ ) построена для всех регионов (рис. 12). Очевидно, что типичное различие годографов полностью объясняется погрешностью исходного материала, небольшие аномалии размером в 0.10-0.15 км/сек, которым отвечают различия времен пробега волн 2-3 сек, мало распространены.

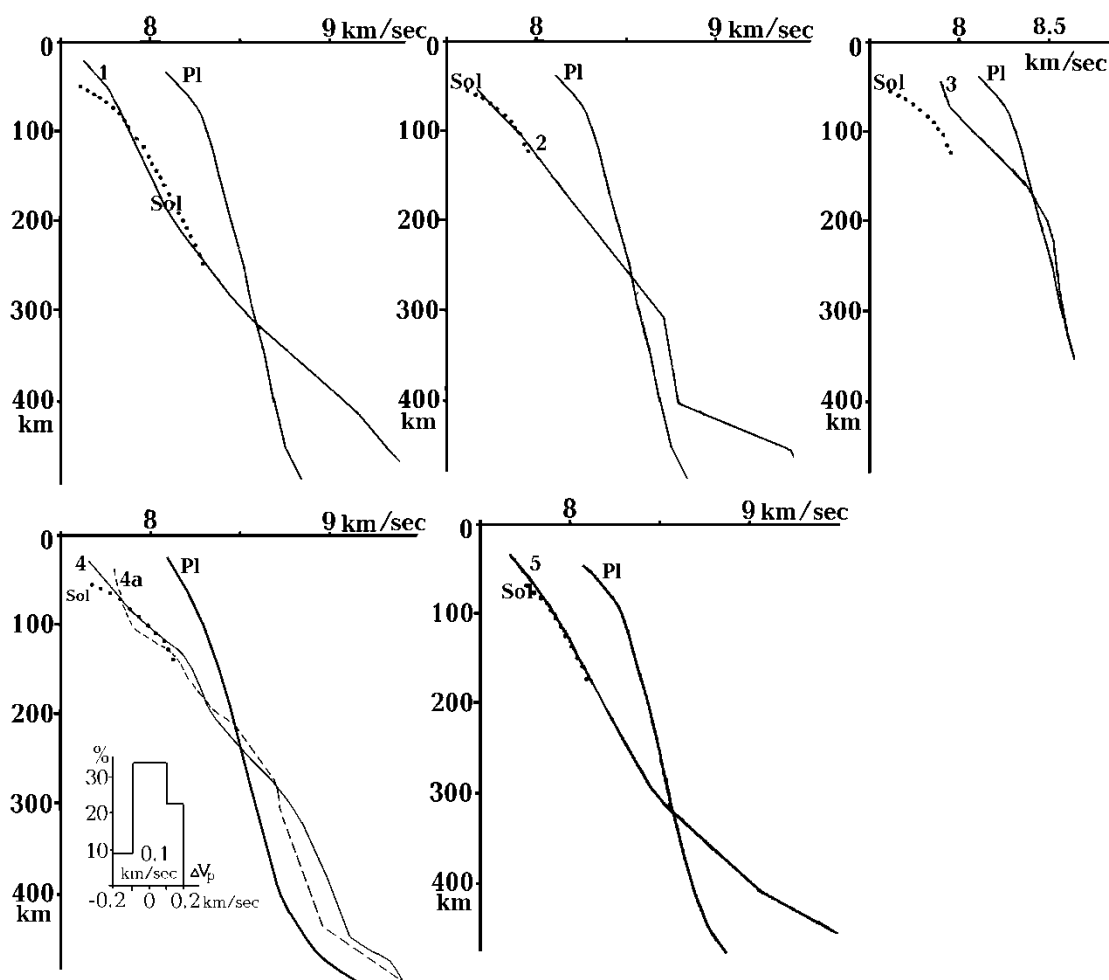


Рис. 13. Подобранные скоростные модели верхней мантии океанических регионов.

PI – скоростной разрез мантии неактивизированной докембрийской платформы, 1 – СОХ, 2 – котловины, 3 – желоба, 4 – островные дуги или береговые хребты, 5 – задуговые бассейны. Номер с индексом «а» относится к скоростному разрезу дуг, построенному по тепловой модели мантии региона, отвечающей представлениям АПГ о глубинных процессах под ней (Gordienko, 2016a).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Подобранные скоростные разрезы отличаются от исходного, но не принципиально. В пределах большей части верхней мантии различия составляют первые десятые доли км/сек, но все же вполне заметны (рис. 1 и 13).

Анализ глубинных процессов, приведших к определенным тепловым моделям мантии и выявленному распределению  $V_p$ , будет проведен в последующем разделе (исключение –

островные дуги, одна из которых рассмотрена в (Gordienko, 2016b)). Здесь остановимся на собственно скоростных моделях.

Распределения  $V_p$ , построенные для верхней мантии под океанами, рожают вопрос о реальности используемых в настоящее время референтных моделей. Одной из наиболее применяемых является модель АК135 (Kennett et al., 1995), в верхней мантии мало отличающаяся от IASP91. Они получены обобщением общеземной информации о временах пробега волн землетрясений с разными частотами колебаний и «... используются как отсчетные модели нулевого приближения в томографических моделях, при которых мантия разбивается на достаточно мелкие блоки ( $\sim 1^\circ$ , размеры 100 км), в которых определяются невязки скоростей распространения волн по отношению к их значениям в отсчетной модели» (Якупов, 2011). Максимальные значения  $V_p$  достигаются в современно-активных структурах – альпийских геосинклиналях, рифтах и СОХ (Гордиенко, 2010 и др.). В модели АК135 в этом интервале глубин скорости заметно выше. Их невозможно согласовать с составом, минералогией и РТ-условиями. Применение указанных референтных моделей порождает ложные аномалии. Не исключено, что возникшая проблема вызвана использованием при построениях общеземных и региональных моделей волн с различными частотами колебаний. Как показано С.Карато скорость связана не только с температурой, но и с частотой:  $V(\omega, T) = V_0(T) \{ 1 + (Q^{-1}/\pi) \ln \omega \tau(T) \}$  (KaCAto, 1993), точнее – временем релаксации  $\tau$ , которое зависит от частоты.

Установленные нами распределения скоростей содержат симметричные положительные и отрицательные аномалии по сравнению со скоростями под неактивизированными частями докембрийских платформ (рис. 13). Они указывают на адвекционный характер теплопереноса, сформировавшего аномалии. Исключение – модель под желобами. Она вполне может быть объяснена наложением на платформенную бокового влияния перегретых объемов подкорковой мантии под островными дугами и котловинами. Симметричная положительная аномалия может располагаться на больших глубинах, чем изученные под желоба. Это указывает на адвективное относительно недавнее перемещение с большой вертикальной амплитудой вещества верхней мантии под одним или обоими соседними регионами. Геологические данные полностью подтверждают такое предположение. Под альпийскими геосинклиналями островных дуг и котловинами, по крайней мере, - северо-западной котловиной Тихого океана, происходили практически аналогичные акты теплопереноса, под дугами – на 100 млн л позже (Гонтовая и др., 2006, Гордиенко, 2012, Тектоносфера., 1992 и др.). В обоих случаях они были дополнены, вероятно, одноактным теплопереносом в последние миллионы лет. Для восточной окраины Тихого океана исследование верхней мантии желобов провести не удалось. В будущем это необходимо сделать, так как геологические данные указывают на возможное отличие происходящих там процессов от характерных для восточной окраины (в частности – некоторые желоба заполнены молодыми осадками), по крайней мере, в пределах выделенной В.В. Белоусовым переходной зоне колумбийского типа (Белоусов, 1982). Построенный скоростной разрез желоба может указывать на сравнительно небольшую массу вынесенного под кору перегретого вещества под соседними регионами – на уровне одного кванта тектонического действия (КТД). Согласно адвекционно-полиморфной гипотезе КТД – минимальный объем перемещающегося вещества с характерным диаметром 50-70 км (Гордиенко, 2012 и др.).

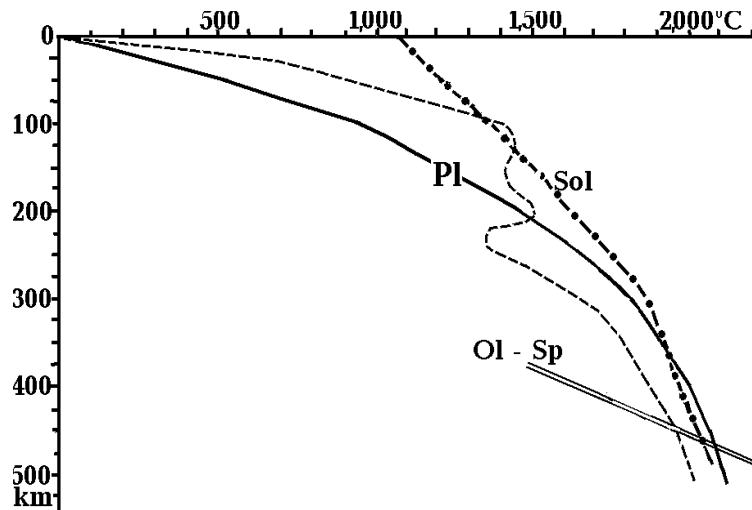
Полученные модели сопоставлены с распределениями  $V_p$  при температуре солидуса на соответствующих глубинах. Они несколько различаются для островных дуг и береговых хребтов и остальных регионов. В первом случае предполагался обычный состав континентальной мантии, в других – плавлению подвергались, скорее всего, включения эколгитов, что меняло температуру солидуса и значения  $V_p$ . Сравнение модели мантии желобов и распределения  $V_p$  на солидусе говорит об отсутствии здесь астеносферы. Во всех остальных случаях она есть и ее кровля располагается на сравнительно небольших глубинах, что указывает на молодость процессов в мантии. Такие глубины слоя частичного плавления могут появиться только под влиянием альпийских или постальпийских актов теплопереноса.

Интересно сравнить модели задуговых бассейнов и СОХ. Они почти совпадают, различия лишь в небольших интервалах глубин достигают 0.1 км/сек. С точки зрения АПГ так и должно быть: происходят одновозрастные идентичные процессы теплопереноса в мантии под территориями с разными типами земной коры. В первом случае идет (практически – завершилась) океанизация первично базитовой коры континентальной мощности и формируется значительное (на последнем этапе – некомпенсированное) опускание. Во втором – активизируется регион с предварительно уже океанизированной корой. Эффект сводится к

сильному прогреву подкоровой мантии и низов преобразованной коры. Он резко преобладает (за счет разной величины коэффициента теплового расширения, сокращающегося с глубиной) над эффектом охлаждения и сжатия низов верхней мантии. Формируется значительное поднятие. В геологически ближайшем будущем начнется уплотнение оливина мантийных пород у подошвы верхней мантии и ridge нивелируется, глубина океана приблизится к имеющейся в котловинах. Разница в скоростных разрезах задуговых бассейнов и котловин вполне может соответствовать сокращению тепловых аномалий, произошедшему за период около 50-100 млн л после океанизации коры котловины. Конечно, в такой оценке учтена повышенная по сравнению с континентальной теплогенерация в породах мантии океана.

Рис. 14. Тепловая модель островной дуги

Sol – температура начала плавления пород мантии. Ol-Sp – начала перехода оливин – шпинель. Pl – тепловая модель неактивной платформы.



Наибольшее количество геолого-геофизических данных, позволяющих контролировать скоростные разрезы, имеется в районах островных дуг. Рассмотрим некоторые из них.

Адвекционный характер теплопереноса при формировании слоя частичного плавления в верхних горизонтах мантии дуг подтверждается петрологическими данными: «породы... позднекайнозойского... возраста, распространенные в ... зрелых островных дугах .. такой фации

глубинности не могли содержать таких количеств некогерентных элементов ... даже при развитии процессов зонного плавления или избирательного флюидного выщелачивания. Поэтому представляется более обоснованным предположить привнос в зоны селективного плавления верхней мантии... пластического вещества с гораздо более значительных глубин» (Геохимия..., 1980, pp.300-301).

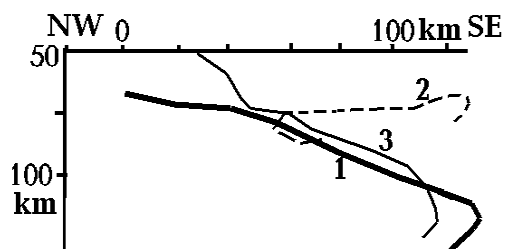


Рис. 15. Расположение кровли астеносферы по сейсмологическим данным под Восточной Камчаткой (Гонтовая и др., 2006, Гордиенко, 2010 и др.).

1 - юг, 2 – центр, 3 – север.

Наиболее важным элементом скоростного разреза мантии островных дуг, который может быть проконтролирован, представляется неглубокая астеносфера. Следует, однако, учитывать, что в каждом из изучаемых регионов глубина кровли астеносферы существенно меняется в зависимости от близости к краю активного объекта, расположения зон современной активизации и т.п. Например, под Восточной Камчаткой при использовании не осредненной модели, а скоростных разрезов вдоль профилей в разных ее частях (нуль пикетов на профилях совпадает с Центральным хребтом Камчатки) обнаруживаются весьма существенные вариации глубины скоростной границы, характерной для солидуса (рис. 15). Очевидно, что очаги молодого магматизма, приуроченные к кровле астеносферы, могут располагаться на глубинах от 50 до 110 км.

Немногочисленные сведения глубинной геоэлектрики указывают на расположение кровли проводящего слоя под Сахалином на 50-80 км (в другом варианте интерпретации слой располагается в интервале глубин – 80-120 км), под южными Курилами – 70-80 км, под северными Курилами – 50-70 км, под Камчаткой – в интервале глубин 70-110 км (Мороз, 2009, Тектоносфера ..., 1992).

По петрологическим данным под Камчаткой молодые магматические очаги распространены на глубинах 30-40 км, но кроме того – на 60-80 км и глубже (до 120-160 км). Магмы Курильских островов формируются в очагах глубиной от 25 до 40-60 км (Тектоносфера ..., 1992). По данным работы (Фролова и др., 1989) очаги плавления, из которых на поверхность поступили молодые лавы Камчатки, располагаются в интервале глубин от 70±10 до 140±20 км.

Используя одну из методик определения глубины и температуры магматических очагов из работ (Гордиенко и др., 2013а,б и др.) по концентрации окислов алюминия и магния в породах мантийного происхождения, установим этот параметр для островных дуг и сходных с ними образований на окраинах континентов. В качестве источников информации о составах применялись в основном данные из работ (Geokem, Говоров и др., 1996 и др.). Полученные значения глубины приведены в табл. 3. Отметим, что полученные температуры полностью согласуются с тепловой моделью геосинклинали на стадии активизации, по которой был построен скоростной разрез.

**Таблица 3.** Глубины очагов молодого и современного магматизма в мантии островных дуг.

Регион	Глубины очагов, км	Регион	Глубины очагов, км
Аляска	55-100	Бонинская и Марианская дуги	55-85
Алеуты	55-105	Австралийский архипелаг	50-90
Коммандоры	55-100	Фиджи	50-95
Корякия	55-90	Тонга-Кермадек	50
Камчатка	55-90	Нов. Британия	55-85
Курилы	55-95	Соломоновы о-ва	55-85
Сахалин	50-100	Нов. Зеландия	65-100
Хонсю, Рюкю	50-90	Антильская дуга	50-90
Филиппины	50	Дуга Скотия	85

Данные расчетов показывают, что очаги определенно концентрируются в диапазоне глубин, обнаруженном при построении скоростного разреза островных дуг. Этот результат полностью соответствует представлениям АПГ: инициальный магматизм геосинклиналей имеет гораздо более глубокие источники (200-220 км и около 150 км) и только на среднем и завершающем этапах развития геосинклинали очаги приближаются к подкоровым глубинам 100 и 50 км (Гордиенко, 2012). Современная постгеосинклинальная активизация использует астеносферу, сформированную именно в конце цикла.

В самой нижней части разреза высокий вертикальный градиент  $V_p$  под океаническими регионами может отражать начало полиморфного преобразования мантийного оливина. Если интерпретировать эту аномалию как следствие резкого понижения температуры после последнего акта адвекционного теплопереноса, соответствующее возмущение  $T$  окажется на уровне 800°C. Такая аномалия нереальна, так как намного превышает отличие нормальной платформенной температуры от  $P-T$ -условий начала трансформации  $\alpha$ -оливина в  $\beta$ -оливин. Впрочем, на таких глубинах скоростная модель довольно неопределенна: ее заметные изменения мало сказываются на расчетном годографе.

## ВЫВОДЫ

Построение скоростных моделей верхней мантии океанов проведено после целого ряда подобных исследований, выполнявшихся в течение многих десятилетий. Полученные данные позволили предпочесть вариант разреза без резкого скачка скорости на глубине несколько больше 400 км, довольно распространенный и среди опубликованных моделей (Отчет ..., 2008, Тараканов, 2006, Тектоносфера ..., 1992 и др.). Выявлена значительная по мощности астеносфера – слой частично расплавленных пород мантии с небольшим (примерно до 2%) содержанием жидкой фазы. В нижней половине верхней мантии явно находится мощный интервал глубин с аномально холодными породами, степень их охлаждения на 400-450 км достаточна для начала полиморфного преобразования оливина.

Построенные скоростные разрезы мало изменяются от региона к региону в пределах одного типа эндогенного режима. Это позволяет утверждать, что полученные модели представляют

собой стандартное (типичное) распределения  $V_p$  в мантии регионов, как это и предполагалось по АПГ. Расчетный разрез мантии островной дуги полностью соответствует прогнозному. Модели океанических котловин согласуются с представлением о том, что мантия под ними – результат сглаживания тепловых аномалий, имевшихся в мантии под СОХ или задугового бассейна. Более полный анализ природы выявленных скоростных аномалий будет проведен при рассмотрении глубинных процессов в мантии океанов, тут скоростные разрезы, наряду с другой геофизической информацией, будут важнейшими критериями правильности тектогенической гипотезы.

## 9. ОКЕАНЫ И ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ

Геолого-геофизическая изученность океанов много меньше, чем континентов и переходных зон, поэтому здесь пока нельзя добиться той же определенности в построении моделей глубинного процесса по адвекционно-полиморфной гипотезе и их контроля экспериментальными данными. В работе (Гордиенко, 2012) рассматривался такой процесс, схема которого была построена с использованием определенного массива информации. Ниже приводится несколько иной вариант (хотя и принципиально близкий, опирающийся на те же основные положения АПГ), возможно, приближающийся к полному.

Использование новых данных не только позволило разработать более подробную и адекватную действительности схему перемещений вещества тектоносферы в рамках рассматриваемого эндогенного режима. Оно дало возможность предположить, что глубинные процессы океанизации и рифтогенеза практически совпадают, а их приповерхностные проявления различаются из-за составов коры, предшествующих активизации.

В разделе анализируется процесс океанизации земной коры континентальной мощности, что делает необходимым и рассмотрение событий в активных переходных зонах от континента к океану. Рассмотрено и глубинное строение неактивных в настоящее время переходных зон.

### ОКЕАНИЗАЦИЯ. ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА

Представляется необходимым вначале дать возможно более объективную эмпирическую характеристику режима океанизации: определить фон активизации (начальный тип земной коры, геологическую предысторию), основные закономерности магматизма, движения поверхности, осадконакопления, обобщить сведения о конечной структуре коры.

В сравнительно хорошо изученной зоне Срединно-Атлантического хребта (САХ) установлен докембрийский возраст фундамента и участие в его формировании магматических и метаморфических событий архея-фанерозоя. На рис. 1 они сопоставлены с аналогичными данными по Украинскому щиту и расчетными температурами, установленными как результат действия различных процессов, в том числе - максимально прогревающих земную кору, в рамках представлений АПГ.

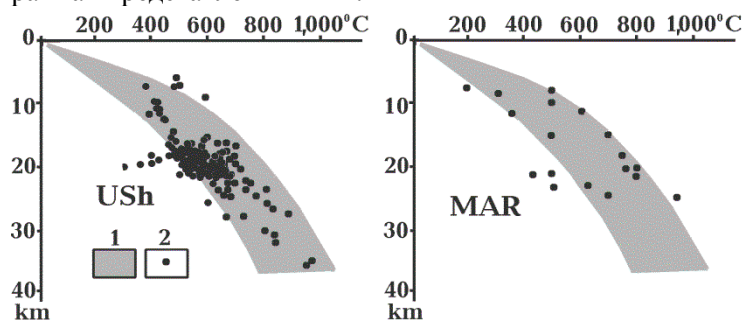


Рис. 1. РТ-условия образования коровых пород Украинского щита и Срединно-Атлантического хребта (Гордиенко и др., 2005, Криворожская..., 2011, Погребицкий и др., 2002, Фролова и др., 2002 и др.).

Температуры: 1 – расчетные, 2 – экспериментальные.

Несмотря на небольшой объем бурения и глубину скважин уже ясно, что фундамент САХ формировали глубинные процессы, по тепловым эффектам вполне сопоставимые с влиявшими на породы щита. Мощность коры, в пределах которой они происходили, была не меньше (скорее всего – больше) 25 км. Типичная глубина раздела М на окраинах континентов составляет около 30 км (Кунин, 1989).

На территориях переходных зон блоки мафической коры распространены гораздо шире, чем внутри континентов. В области контакта Сев. Америки с Атлантическим океаном их не менее половины (Геология..., 1979), ими в основном представлена кора Фареро-Исландского порога, много таких блоков на восточной окраине Евразии (часть Камчатки, Курильских островов, Хоккайдо и др.) (Тектоносфера..., 1992 и др.). Логично предположить, что переработанная в процессе океанизации кора континентальной мощности была преимущественно мафической, с тонким гранито-гнейсовым слоем. Последний в значительной мере мог быть денудирован при поднятии региона, предшествовавшем собственно океанизации. На такое поднятие указывают, например, исследователи Фареро-Исландского порога (Фролова и др., 2002). В западной части Тихого океана состав лав и изотопия свинца,

стронция, ниобия на островах указывают на их выплавление из континентального субстрата (Васильев, 1989, Петрологические ..., 1996 и др.) возрастом около 3,000 млн л. До начала океанизации в этой части Тихоокеана было срезано эрозией не менее 10 км предшествующей коры (здесь распространены обломки пород кристаллического фундамента, метаморфизованные при 0.35 ГПа и 400°C) (Васильев, 1989).

Океанизации подверглись блоки коры с различной предшествующей геологической историей. Об этом говорят, в частности, результаты исследований северо-западной части Тихого океана (Аносов и др., 1988, Блюман, 2008, Choi, 1987, Чои, 1998, Геофизические..., 1982, Красный и др., 1981, Петрологические..., 1996, Сергеев и др., 1983, Сывороткин и др., 2013, Удинцев, 1987, Васильев, 1989 и др.).

У южных Курил, на окончании вала Зенкевича и окраине Северо-Западной котловины Тихого океана (в пределах одного из районов остаточной континентальной коры (Геодинамика..., 1997) располагается часть очень длинной полосы “клавишных” поднятий фундамента (примерно 1,500x100÷200 км), восточное ограничение которой пока не установлено. Драгирование склонов горстовых поднятий и лавовых конусов, содержащих ксенолиты, обнаруживает маломощные осадки и молодые лавы, представленные тремя комплексами – 1) неоген-четвертичным островодужным, включающим в том числе и крупные вулканические горы высотой до 2-2,5 км, 2) палеогеновым - щелочных базальтов и 3) мел-палеогеновым шаровых базальтов абиссальных равнин океана. Под ними - метаморфизованные и дислоцированные в ларамийское время породы осадочно-вулканогенного и интрузивного «орогенных» комплексов геосинклинали, вероятно, заложенной на древней мафической коре. Аналогичные результаты получены в районе поднятия Обручева. Проявления магматизма в последние 70 млн л на поднятиях Обручева и Зенкевича близки к установленным в окраинных морях Тихого океана, в желобе Яп и многих других районах. Последующее изучение Северо-Западной котловины и прилегающих регионов сейсмическими методами и глубоководным бурением позволяет сделать вполне определенные выводы о строении и геологической истории этой части океана. Возможно, принципиально близкая ситуация характерна и для пока менее исследованного региона, ограниченного установленной ранее флексурой на границе М, т.е. до 150<sup>0</sup> з. д. (Кунин, 1989, Семенова, 1987 и др.).

В центральной части плиты можно представить такой разрез коры (не останавливаясь на существенных изменениях возраста, мощности и состава слоев, наблюдаемых при приближении к поднятиям Зенкевича и Шатского) (Геодинамика..., 1997). Под водным слоем мощностью 5.5 км залегают неконсолидированные терригенные осадки мощностью около 0.4 км, возникшие примерно 0-25 млн л назад. В последнюю часть периода (примерно 0-1 млн л назад - после возникновения окраинных желобов у островных дуг на западной окраине региона), осадконакопление резко замедлилось и сменилось гемипелагическим. Мощность осадков хорошо согласуется с «производительностью» кордильер островных дуг на западе региона.

Далее следует слой глин мощностью около 0.03 км, сформировавшийся на суше в период существования т.н. поднятия Дарвина примерно 25-85 млн л назад. Ниже располагается до глубин (здесь и далее - от поверхности океана) примерно 7.5 км осадочно-вулканогенный слой (с увеличением количества основных эффузивов к подошве,  $V_p = 4.5$  км/сек) мощностью около 0.45 км, возникший примерно 85-145 млн л назад в шельфовых условиях. Под ним находится слой (подошва - на глубине около 9 км) с резким преобладанием основных эффузивов над осадками, также возникших на поверхности или при незначительной глубине морского бассейна ( $V_p = 6.5$  км/сек) примерно 145-200 млн л назад. Глубже обнаружен близкий по характеру слагающих его образований слой (подошва - на глубине 9.5-10 км,  $V_p = 6.8$  км/сек) возрастом примерно 200-240 млн л. Под ним выделен слой (глубина подошвы - около 12-13 км,  $V_p = 7$  км/сек), сложенный метаморфическими, осадочными и вулканогенными породами (с преобладанием основных), палеозойского и, возможно, позднепротерозойского возраста. До глубины 32-33 км выделен слой предположительно протерозойско-архейского фундамента древней платформы, насыщенный вторжениями мантийных пород ( $V_p=7.9$  км/сек). В подкоровой мантии скорости продольных сейсмических волн несколько повышены по сравнению с фоновым уровнем и составляют 8.2-8.3 км/сек.

В разных работах, посвященных структуре земной коры региона, используется различная, иногда противоречивая, терминология. Слой со значениями  $V_p$  от 7.3-7.9 до 7.7-8.1 км/сек под Гавайским поднятием отнесен к коре, а слой с  $V_p$  7.4-7.9 км/сек под северной частью Восточно-Тихоокеанского поднятия и хребтом Хуан-де-Фука – к мантии (Глубинное..., 1987). Иногда прямо отмечается разница между разделом М и границей кора-мантия: “Пластовая скорость

ниже границы М составляет ... 7.9 км/сек с увеличением до 8.3 км/сек с глубин 32-33 км (кровля верхней мантии) ниже уровня океана. Обращает на себя внимание тот факт, что интенсивное закритическое отражение на этих глубинах прослежено на расстояниях 200-500 км при массе заряда 20 кг. В то же время граница М на глубине 13 км прослеживается на коротких (30-60, реже до 100 км) расстояниях от пункта взрыва при той же массе заряда” (Геодинамика..., 1997, pp. 42-43). Логичнее разделом М считать границу, ниже которой располагаются только мантийные породы (со значениями скорости 8.0 км/сек и более, исключения могут быть связаны только с аномально прогретыми районами). Следы мощной коры, переработанной при океанизации, обнаружены и в Южно-Охотской впадине, где ее существование до преобразования не вызывает сомнений. Значения  $V_p$  на этих глубинах представлены (вместе с данными по некоторым другим впадинам Атлантического океана) на рис. 2. Средняя скорость в интервале глубин 10-30 км на рис. 2 составляет около 7.9 км/сек. Отметим, что здесь речь не идет об общепризнанных фрагментах континентальной коры, распространенных во всех океанах. Рассматриваемые следы фиксируются в районах развития океанической коры с обычным для нее скоростным разрезом.

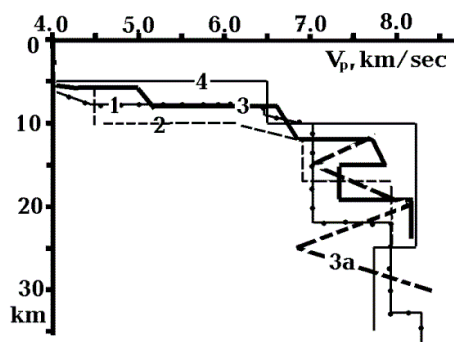


Рис. 2. Скоростные разрезы земной коры Северо-Западной котловины Тихого океана (1), прогиба Рокколл в северной Атлантике (2), Южно-Охотской впадины (3, второй вариант разреза – 3а), Бразильской и Ангольской котловин Атлантики (4) (Геодинамика..., 1997, Тектоносфера..., 1992 и др.).

Высказанное предположение о характере преобразования коры подтверждается и результатом анализа особенностей ее скоростной структуры в западной части Тихого океана в целом. Здесь «...видны результаты переработки в океаническую существовавшей ранее коры иного типа – континентальной или, что может быть более вероятно, близкой по типу к современной коре западной переходной зоны» (Семенова, 1987, p.93).

Процедура океанизации, глубинный процесс которой в основных чертах совпадает с характерным для рифтогенеза (см. ниже), ведет к существенному преобразованию пород нижней части изменяемой коры, свойства которой можно оценить следующим образом. В платформенной коре в нижнем слое до 30% ультраосновных образований (Гордиенко и др., 2005 и др.). В нижнем слое океанической коры их содержание едва ли много больше (вторгаются в кору преимущественно базитовые выплавки). В состав коры входят также остаточные основные гранулиты с плотностью при высокой  $T$  около  $2.9 \text{ г/см}^3$  и эклогиты с плотностью  $3.4 \text{ г/см}^3$ . Очень близкий состав пород непосредственно наблюдается в приподнятых блоках на оси САХ (Шулятин и др., 2012). Комплекс включает фанерозойские и докембрийские (до архейских – см. ниже) основные и ультраосновные образования в амфиболитовой и гранулитовой фациях, т.е. возникшие в толстой коре. Именно такая модель довольно толстой (30-35 км включая водный слой) коры (а не используемая в плитовой тектонике - с мощностью около 10 км) отвечает требованиям работы (Vine et al., 1963). Она дает возможность генерировать магнитные аномалии (хотя и не очень интенсивные, отвечающие намагниченности 2-3 А/м). При содержании эклогитов 30% плотность этой части коры составит  $3.12 \text{ г/см}^3$ . В условиях общего большого прогрева в верхних горизонтах мантии породы находятся в фации плагиоклазового лерцолита, плотность сокращается до  $3.10\text{-}3.15 \text{ г/см}^3$ . Т.е. значительная часть измененной нижней коры океанов не погружается в мантию. В целом такая конструкция представляется вероятной. Однако средняя скорость в таком агрегате составит только 7.9 км/сек, т.е. будет все же меньше обычной мантийной. Приведенные на рис. 2 примеры скоростных разрезов согласуются с таким результатом, но не обязательно отражают типичную ситуацию.

По более обширной выборке данных построена гистограмма на рис. 3.

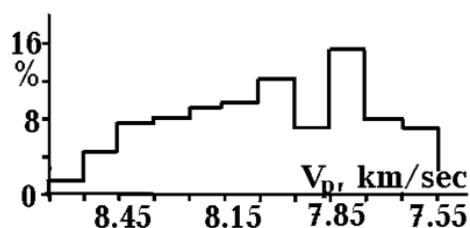


Рис. 3. Гистограмма распределения скоростей сейсмических волн на глубинах 10-30 км под Тихим и Атлантическим океанами (Глубинные..., 1987, Геодинамика..., 1997, Сывороткин и др., 2013, Тектоносфера..., 1992 и др.).



Средняя величина и в этом случае близка к 7.9 км/сек. Но отчетливо видно наличие блоков с существенными отклонениями от такого значения. Подобный результат получаем и при рассмотрении пространственного распределения скорости сейсмических волн под Мохо (в общепринятом понимании положения границы на глубине около 10 км) – рис. 4.

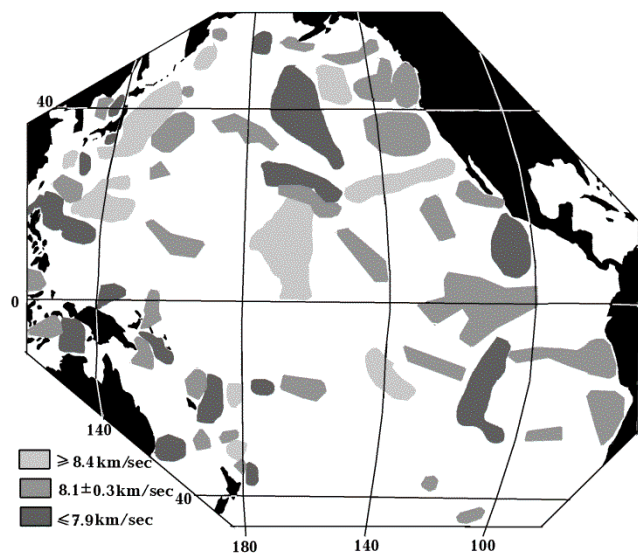


Рис. 4. Районы с разными  $V_p$  на глубинах более 10 км в Тихом океане (Глубинные..., 1987).

Обзор информации о геологических событиях в Тихом и Атлантическом океанах и переходных зонах (Блюман, 2008, Choi, 1987, Емельянова и др., 2002, Фролов и др., 2011, Фролова и др., 1989, 2002, Геологическое..., 2005, Голубева, 2009, Говоров, 2002, Рудич, 1983, 1984, Рудич и др., 1987, Силантьев и др., 2000, Тектоническое..., 2006, Тектоносфера..., 1992. Удинцев, 1987, Васильев, 1989 и др.) позволяет наметить (возможно, предварительно, до получения более определенных данных) несколько этапов активизации. Наименее определенный –

позднегерцинский -  $320 \div 240$  млн л, лучше документированные киммерийский -  $180 \div 80$  млн л, альпийский -  $60 \div 20$  млн л и постальпийский  $15 \div 0$  млн л. Эндогенные режимы в названные периоды различны. Герцинский, скорее всего, повсеместно геосинклинальный, хотя нельзя исключить режим океанизации в районе современных СОХ. киммерийский – геосинклинальный в современных задуговых впадинах и режим океанизации в современных котловинах, альпийский и трудно отделимый от него постальпийский – океанизация задуговых впадин и активизация предварительно океанизированных регионов СОХ.

Океанизацию удобно рассмотреть на наиболее представительном материале задуговых впадин. Конечно, и в этом случае информация о предшествующей геологической истории ограничена. Но, приняв довольно обоснованное предположение о предшествующей киммерийской геосинклинали, можно без большой ошибки представить ее начало как реакцию на возникновение мощной зоны частичного плавления в интервале глубин от 200 до 470 км (Gordienko, 2016b). Эволюция тепловой модели кроме изменения под действием тепломассопереноса включает влияние теплогенерации (ТГ) мантийных пород на геосинклинальном уровне (Gordienko, 2015a) – около  $0.06 \mu\text{Вт}/\text{м}^3$ .

Сравнительно полную информацию можно собрать в Охотском море. Проявления рассматриваемого процесса в полной мере представлены только в Южно-Охотской впадине, они в основных чертах согласуются с информацией по другим впадинам. А в пределах Охотского моря вне глубоководной впадины можно изучать геологическую предысторию ее формирования. Структуры, близкие впадине, распространены и севернее нее, в прогибах ТИНРО и Лебеда. Опускания здесь достигают в максимуме 4 км (в сравнительно узком локальном трогге). Отличие от Южно-Охотской впадины – в отсутствии столь же быстрого некомпенсированного опускания в последние примерно 0-5 млн л (рис. 5). Слой воды в Южно-Охотской впадине толще более чем в три раза. Поэтому сведения о предыстории (предшествовавшей последним примерно 50 млн л), темпах изменениям мощности осадочного слоя и магматизме этих районов можно привлечь к рассмотрению вместе с данными по Беринговому, Японскому и Филиппинскому морям. По менее представительному геологическому материалу (особенно в случае Берингова моря) достаточно обоснованно можно предположить на территориях всех изучаемых впадин западной окраины Тихого океана существование киммерийской геосинклинали с возрастом инициального магматизма  $200 \pm 10$  млн л и финального магматизма около  $100 \pm 10$  млн л. После завершения ее развития на окраине Евразийского континента в течение примерно 50 млн л сохраняется «тектоно-магматический покой». Это довольно типичный перерыв перед постгеосинклинальной активизацией.

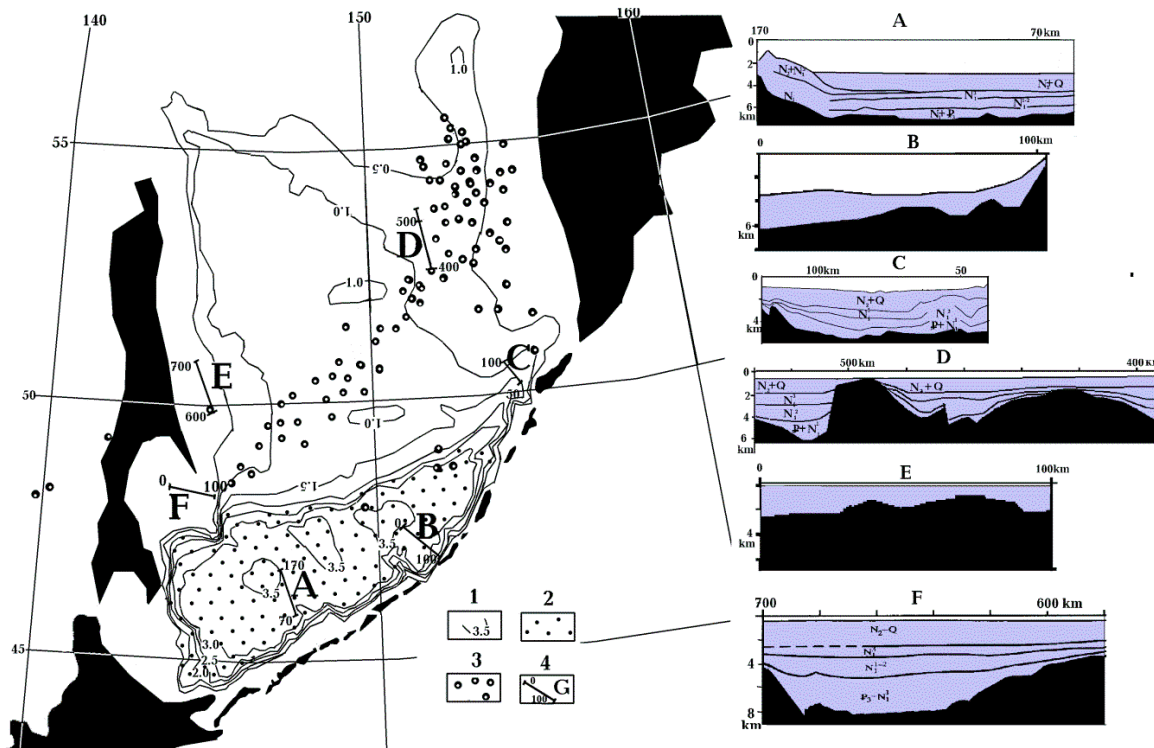


Рис. 5. Схема Охотоморского региона.

1 – глубина моря (км), 2 – глубоководная Южно-Охотская впадина, 3 – эпицентры глубоководных (400-700 км) землетрясений, 4 – профили, вдоль которых построены разрезы кайнозойской осадочной толщи.

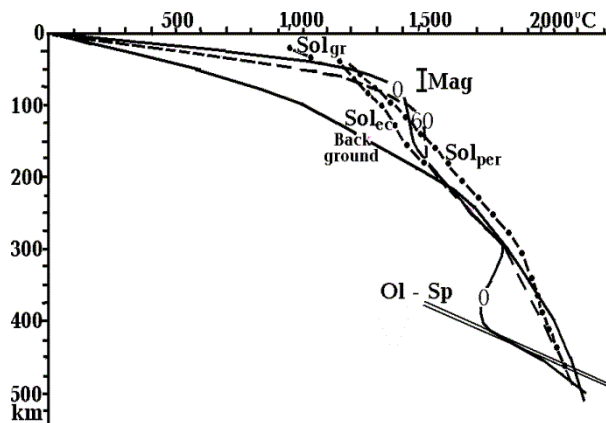


Рис. 6. Тепловые модели тектоносферы Южно-Охотской впадины. Цифры у кривых – возраст в млн л. Background – тепловая модель фанерозойской геосинклинали перед активизацией, Sol – температура солидуса пород (per – перидотита, ec – эклогита, gr – основных гранулитов), Ol-Sp условия первой фазы перехода оливина в минерал со структурой шпинели. Mag – глубины очагов молодого магматизма (Фролова и др., 1989).

Рассчитав тепловую модель для этого периода, устанавливаем (рис. 6), что сопровождающий ее магматизм может быть обусловлен только реликтовым резервуаром частичного плавления, сохранившимся на сравнительно небольшой глубине. В нижней части верхней мантии нет потенциального источника энергии для масштабного переноса тепла. Т.е. активизация около 50 млн л. назад (рис. 6, 7) – посткиммерийская. Только начиная примерно с границы эоцена и олигоцена (около 35 млн л. назад) появляется очаг расплава достаточной мощности над кровлей зоны полиморфного преобразования пород у границы верхней мантии, вещество из него поступает под кору, следует поднятие, эрозия, взламывание свода, магматизм, т.е. обычные явления начальной фазы рифтогенеза. Такое развитие событий (незначительный период накопления энергии между концом геосинклинального цикла и началом рифтового) связано с повышенной теплогенерацией в породах мантии периферии континента. Выделяются еще 2 периода магматизма (рис. 7), можно предположить, что речь идет о рифтогенезе. Однако диагностика этих проявлений магматизма как отдельных событий

затруднена. Относительные экстремумы на гистограмме распределения возрастов пород выражены слабо, возможно, в связи с некоторой несинхронностью развития рассматриваемых впадин (да и разных частей впадин, особенно с учетом наличия внутри них локальных поднятий с иной структурой коры), распространенной довольно широко (Говоров, 2002, Фролова и др., 1989 и др.). При построении тепловых моделей рассмотрены несколько вариантов теплопереноса в пределах периода 30-0 млн л. Они не привели к существенному изменению современного распределения T.

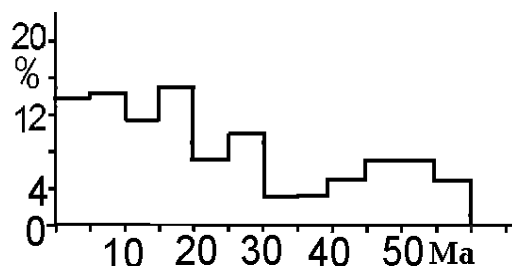


Рис. 7. Гистограмма распределения возрастов магматических пород задуговых впадин.

Большую часть олигоцена осадочный слой образуется только в локальных приразломных трогах. После второго магматического эпизода процесс идет с довольно стабильной скоростью около 20 млн л. Примерно 5 млн л назад (т.е. в самом начале плиоцена) он резко ускоряется и к настоящему времени существовавшая к тому моменту глубина фундамента удваивается (рис. 8).

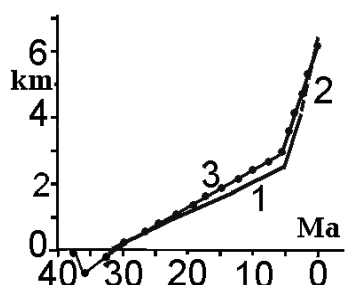


Рис. 8. Изменение глубины докайнозойского фундамента Южно-Охотской впадины.

1 – изменение мощности осадков по геологическим данным, 2 – некомпенсированное погружение дна впадины в плиоцен-четвертичное время, 3 – расчетное погружение дна.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ОКЕАНИЗАЦИИ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ПРОЦЕССА

Особенностью трех проявлений магматизма (относимых к рифтогенезу) является наличие во всех комплексах пород продуктов коровой зоны частичного плавления (во всяком случае – в отдельных районах впадин). Для получения такого результата необходимо существование подкоровой астеносферы на каждом из этапов. Уже неоднократно отмечалось, что для магматизма окраинных морей характерно «... обилие кислых и средних дифференциатов, свидетельствующих о наличии многочисленных промежуточных очагов в коре и о процессах взаимодействия магм с материалом земной коры. Особенно широко эти дифференциаты представлены в известково-щелочных сериях, где в ряде случаев они даже превышают по объему основные породы. Эти серии связаны с самыми ранними этапами вулканизма, когда еще не сформировалась впадина моря. Следовательно, именно на этой стадии происходит наиболее интенсивная переработка земной коры. ... Примитивные первичные магмы в течение всего времени активности не поступают на поверхность, а испытывают дифференциацию в промежуточных очагах.» (Фролова и др., 1989, р. 237). Магматические очаги в верхней коре могут подниматься до глубин 5-10 км, т.е. размещаться и в маломощном «гранитном» слое коры.

Проанализируем последствия эволюции тепловой модели впадины. После поднятия первого астенолита из интервала глубин 370-420 км в интервал 50-100 км под корой формируется слой частичного плавления, происходят вторжения мантийных выделок в кору, плавление пород амфиболитовой фации метаморфизма, подъем магм среднего состава (возможности образования кислых существенно ограничены начальным составом коры) в среднюю и верхнюю часть коры, эклогитизация основных пород нижней коры, погружение блоков, плотность которых превысила мантийную, под кору. В средней части коры идет базификация, верхняя («гранитная») часть местами полностью уничтожается эрозией.

Рассмотрим последовательность событий (проявление результатов тепломассопереноса в наблюдаемых геологических явлениях).

1. Прежде всего формируется сводовое поднятие коры, вызванное перегревом верхних горизонтов мантии. При вычислении эффекта учитывается и адекватное охлаждение нижней ее части. Но коэффициенты теплового расширения в соответствующих интервалах глубин различаются примерно на  $0.01 \text{ г/см}^3/100^\circ\text{C}$  (рис. 9), поэтому происходит именно поднятие. Его амплитуда достигает 0.9 км.

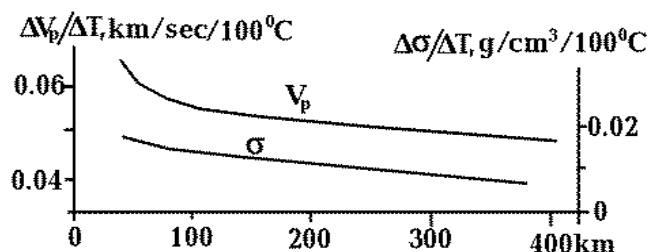


Рис. 9. Зависимости изменений скорости продольных сейсмических волн и плотности пород мантии от вариаций температуры на разных глубинах.

Фактически она заметно меньше, так как поднятие распространяется на территорию, превышающую по площади активизированный район. Температура под корой изменяется быстрее, чем у подошвы верхней мантии, поднятие сокращается. Дополнительное действие эрозии приводит к пене плену за геологически короткое время.

2. К концу этапа уже начинает заметно сказываться процесс океанизации: базификации и эклогитизации коры. Точные значения темпов преобразований минералогии (эклогитизации базитов) неизвестны, некоторое приближение можно получить из данных Таблица 1 (Королюк, 2004). Обязательным условием преобразования с реальной скоростью является присутствие летучих, но в рассматриваемом случае нет сомнения в их наличии. Это неизбежное следствие частичного плавления пород амфиболитовой фации метаморфизма, сопровождаемого дегидротацией.

Таблица 1. Время, необходимое для сглаживания химических неоднородностей гранатов на стадиях погружения и эксгумации (в годах) (Королюк и др., 2004) с учетом размеров зерен (R) минерала.

Интервал T, °C	Интервал P, кбар	R= 0,05 мм	R=0,5 мм	R=5 мм
Стадия опускания				
500-600	5,56-6,67	$3 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^9$	$3 \cdot 10^{11}$
500-700	5,56-7,78	$1,3 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^8$	$1,3 \cdot 10^{10}$
500-800	5,56-8,89	$1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^9$
500-900	5,56-10,0	$1 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^8$
500-1000	5,56-11,11	$1,3 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^7$
Стадия эксгумации				
1000-900	11,11-10,0	$4 \cdot 10^2$	$5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^6$
1000-800	11,11-8,89	$1 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^8$
1000-700	11,11-7,78	$3 \cdot 10^5$	$4 \cdot 10^7$	$5 \cdot 10^9$
1000-600	11,11-6,67	$1,8 \cdot 10^7$	$2 \cdot 10^9$	$2 \cdot 10^{11}$
1000-500	11,11-5,56	$2 \cdot 10^9$	$2 \cdot 10^{11}$	$2 \cdot 10^{13}$

Можно допустить, что процесс осуществится за время в первые млн л.

3. Ориентировочная начальная мощность коры впадины – 32 км, после утонения осталось (наблюдаемая мощность коры без учета находящейся глубже преобразованной коро-мантийной смеси - 19 км - минус кайнозойские осадки с прослоями вулканитов и вода) 13 км. Начальная плотность преобразованных блоков коры, опустившихся в мантию, составляла  $2.9-3.0 \text{ г/см}^3$  и изменилась на  $0.4-0.5 \text{ г/см}^3$ . Соответствующее погружение - 2.8-2.9 км. В оставшейся коре по крайней мере 9 км (судя по скоростному разрезу на профиле ГСЗ) изменили плотность

примерно на  $0.1 \text{ г/см}^3$  (базификация). Соответствующее погружение – 0.3 км. Нельзя определить происходил ли перенос вещества нижней коры на периферию впадины: неизвестна начальная мощность коры ее окрестностей до перестройки. На разрезах ГСЗ отдельные утолщения намечены (Тектоносфера..., 1992, Тектонические..., 2006 и др.), Но природа их может быть различной. Во всяком случае, утолщения под островными дугами скорее всего – результат предшествующего геосинклинального процесса.

4. Условия для полиморфного преобразования у подошвы верхней мантии достигнуты в слое мощностью около 40 км вскоре после первого акта тепломассопереноса (не менее 10 млн л назад, к этому времени закончился период сравнительно быстрого изменения возникшей здесь интенсивной отрицательной аномалии Т). Уплотнение породы составляет около 8%. Соответствующее опускание поверхности – 3,2 км. Это позволяет завершить расчет погружения поверхности коры, отнеся рассматриваемый эффект к интервалу времени 5-0 млн л. Результат полностью совпадает с известным по независимым данным (рис. 5). Темп преобразования мантийного оливина в минерал со структурой шпинели в условиях подошвы верхней мантии неизвестен. Существует мнение, что “Экспериментальные данные по диффузии и модельные расчеты свидетельствуют, что частичная гомогенизация, элементная и изотопная, будет достигнута (при Т более  $1,500-1,600^\circ\text{C}$  – авт.) в течение первых десятков тысяч лет.” (Шулятин и др., 2012, р.34).

Кроме представленного на рис. 6 согласования расчетной глубины астеносферы и глубин молодых магматических очагов можно отметить и такие же совпадения для очагов в интервале глубин 30-130 км в предшествующие этапы океанизации. Выявленные в окраинных морях очаги на глубинах около 200 км относятся в начало киммерийского геосинклинального этапа.

Возможно, что под прогибами Охотского моря с аналогичным кайнозойским осадочным слоем резкое охлаждение нижних горизонтов верхней мантии произошло несколько позже, чем под Южно-Охотской впадиной. Поэтому процесс полиморфного преобразования еще не приобрел здесь заметного масштаба, некомпенсированное опускание поверхности только началось. И именно проседание преобразуемого блока отмечает глубинная сейсмичность в переходной зоне от верхней мантии к нижней (рис. 5). Механизм этого явления будет рассмотрен в специальной работе о природе сейсмичности.

Прогибы в северо-восточной части Охотского моря содержат неоген-четвертичный осадочный слой мощностью 6 и более км при глубине моря около 0.5 км. Т.е. тут не только прошел этап быстрого погружения при полиморфном переходе у подошвы верхней мантии, но и образовавшаяся впадина успела накопить осадки. Естественно, здесь уже отсутствуют глубокие землетрясения (рис. 5).

В различных регионах Евразии можно обнаружить множество подобных сравнительно молодых образований, причем часть из них образована на позднепротерозойском фундаменте. Это Черноморская, Рионская, Куринская и Западно-Туркменская впадины (скоростные разрезы которых содержат явные следы базификации, иногда и эклогитизации).

5. В течение всего рассматриваемого периода под корой региона и в коре сохранялся слой частичного плавления, обеспечивающий возможность магматизма, в коре за счет периодических вторжений базальтовых выделок температура поддерживалась на уровне, необходимом для генерации коровых магм.

Таким образом, схема глубинного процесса по АПГ и построенная по ней тепловая модель дают возможность на количественном уровне объяснить факты геологической истории впадин. Их формирование представляет собой почти завершенную океанизацию континентальной коры. Выясняется, что океанизация не обязательно происходит непосредственно на внешней границе ранее образовавшегося океана. Регион с корой, преобразованной описанным образом и находящийся на значительном расстоянии от областей сноса осадков, будет иметь типичную для западной части Тихого океана кору (13 км) с небольшим по мощности вулканогенно-осадочным слоем (порядка 1 км) и нижней базитовой корой при глубине моря около 5-6 км.

Прогнозные аномалии физических полей (теплого и гравитационного) и геофизических моделей (скоростной и геоэлектрической) в районах молодой океанизации могут служить независимыми способами проверки принятой модели процесса.

Без самого последнего этапа магматизма тепловой поток в окраинных морях должен достигать 70-75 мВт/м<sup>2</sup>, с учетом этого события – примерно на 20-25 мВт/м<sup>2</sup> больше. Последняя величина не может быть точно определена, она в заметной мере связана с гидротермальной деятельностью, формирующей локальные аномалии. Т.е. значения ТП не могут служить надежным критерием проверки правильности принятой схемы глубинного процесса. Часть теплового потока формируется событием, которое может и не состояться при океанизации в данном районе, произойти в то или иное (но всегда небольшое) время, привести к появлению перегретых масс на той или иной (но всегда – небольшой) глубине. С распределением Т на глубинах более 100 км это возмущение вообще не связано. В Южно-Охотской впадине молодой магматизм распространен широко (Емельянова и др., 2002, Фролова и др., 1989, Очерки..., 1987 и др.), вплоть до Курильской дуги и даже в ее пределы.

Соответственно вне положительных аномалий тепловой поток в Южно-Охотской впадине составляет около 70-80 мВт/м<sup>2</sup>, в этих аномалиях – несколько выше 90 мВт/м<sup>2</sup> (Тектонические..., 2006, Тектоносфера..., 1992) – рис. 10.

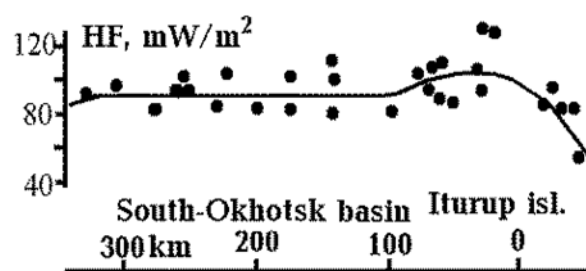


Рис. 10. Распределение ТП вдоль профиля через Южно-Охотскую впадину и Курильскую дугу. Точки – экспериментальные данные, линия – расчетные.

Очевидно, что построенная тепловая модель позволяет объяснить наблюдаемое распределение теплового потока.

Изменение мощности коры, замена ее верхней части водой, перегрев верхних горизонтов верхней мантии и охлаждение нижних, полиморфное преобразование пород нижней части последних, должны привести к образованию мантийной гравитационной аномалии. Для реальной ширины региона в несколько сотен км она должна достигать 150 мГал – рис. 11.

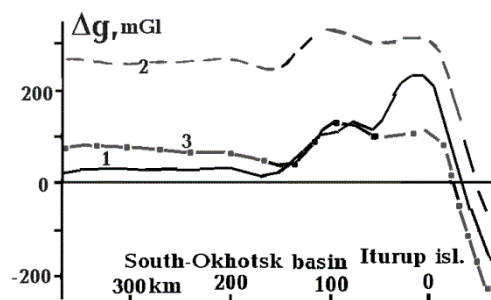


Рис. 11. Сравнение наблюдаемого и расчетного гравитационного поля вдоль профиля через Южно-Охотскую впадину и Курильскую дугу.

1 – наблюдаемое поле, 2, 3 – расчетное (2 – эффект коры и нормальной мантии, 3 – с учетом аномальной плотности мантийных пород).

Величина мантийной аномалии близка к прогнозной, но согласование наблюдаемого и расчетного полей неполное. Во впадине различие можно объяснить неточностью использованных исходных данных. В других районах островных дуг совпадение лучше (Gordienko, 2016a и др.). В южной же части Курильской дуги в коре обнаруживается нарушение использованной для расчета формы связи плотности и скорости сейсмических волн. Оно может быть обусловлено их аномальной железистостью (Тектоносфера..., 1992).

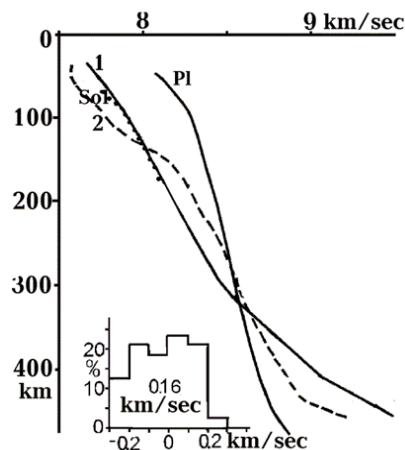


Рис. 12. Сравнение экспериментальной (Gordienko et al., 2016) и расчетной тепловых моделей верхней мантии впадин окраинных морей.

1 – экспериментальное распределение V<sub>p</sub>, 2 – рассчитанное по тепловой модели. Pl – скоростная модель мантии неактивизированной платформы, Sol – расчетный скоростной разрез на уровне температуры начала плавления.

Значительный перегрев подкоровой части мантии, достигающий уровня небольшой степени частичного плавления (порядка 2% в среднем по астеносфере), должен проявляться в отрицательной аномалии скорости сейсмических волн. Ее прогнозируемая величина может достигать 0.3-0.4 км/сек (для  $V_p$ ), что намного больше погрешности определения параметра методами современной сейсмологии. Велика и положительная аномалия в нижней части верхней мантии – рис. 12.

Разница между наблюдаемым и расчетным скоростными разрезами невелика, она вполне может быть объяснена погрешностью вычислений и эксперимента (рис. 12).

Зона частичного плавления в верхней половине верхней мантии района океанизации должна проявляться в виде объекта повышенной проводимости. При величине удельного электрического сопротивления ( $\rho$ ) расплава около 0.7 Ом·м и среднем содержании жидкости около 2% можно ожидать  $\rho$  астеносферы около 50 Ом·м. Заметное содержание флюидов в расплаве кажется маловероятным: недавний вынос магмы к поверхности должен был основательно «осушить» зону магмогенерации. Суммарная продольная проводимость ( $S$ ) зоны мощностью около 160 км (этот параметр определяется не очень уверенно – рис. 6) составит около 3,000-3,500 См. Экспериментальное определение  $S$  для Южно-Охотской впадины проведено на основе небольшого количества данных невысокого качества (Тектоносфера..., 1992). Глубины центральной части обнаруженного проводника близки установленной по тепловой модели. Величины  $S$  варьируют по данным разных авторов от 3,000 до 2,500-7,000 См. Можно говорить только об очень приближенном соответствии, но качество эксперимента не позволяет рассчитывать на большее.

В целом контроль данными глубинной геофизики успешен: без подбора расчетные величины полей и параметры моделей согласуются с экспериментально установленными в рамках погрешности.

### ОКЕАНСКИЕ КОТЛОВИНЫ, ЖЕЛОБА И СОХ

Данные о возрастах магматизма в котловинах представлены на рис. 13.

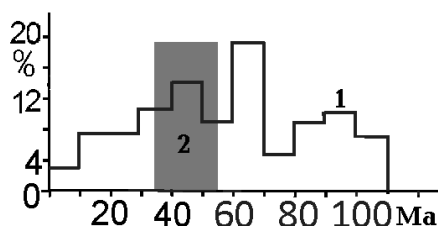


Рис. 13. Возрасты магматических пород океанских котловин (библиография приведена выше).

1 – гистограмма распределения возрастов, 2 – время резкого опускания поверхности дна.

Выделяются три основных периода магматизма, как и в случае впадин окраинных морей, последний сопровождается резким погружением. Т.е. создается впечатление повторения рассмотренного выше процесса. Естественно, при очень незначительном осадконакоплении, что связано с удаленностью источников, погружение дна в основном некомпенсированное. Глубина океана (порядка 5-6 км) совпадает с расчетной величиной опускания. Это возможно при океанизации континентальной коры. После завершения процесса в котловинах еще встречаются проявления магматизма, т.е. тепловая модель должна содержать интервал глубин с температурами выше солидуса (перидотита или эклогита) и через 50 млн. лет после начала активности. Расчет (представляющий собой «старение» модели рис. 6 на 50 млн л при ТГ в верхней мантии на уровне  $0.08 \mu\text{Вт}/\text{м}^3$ ), показывает справедливость такого предположения (рис. 14). Возможен молодой (моложе 50 млн л) магматизм, в реальности представленный образованиями Гавайского и Императорского хребтов, множеством вулканических гор северной части Тихого океана и др. При расчете модели, представленной на рис. 14, эти явления не учтены вследствие их неповсеместности.

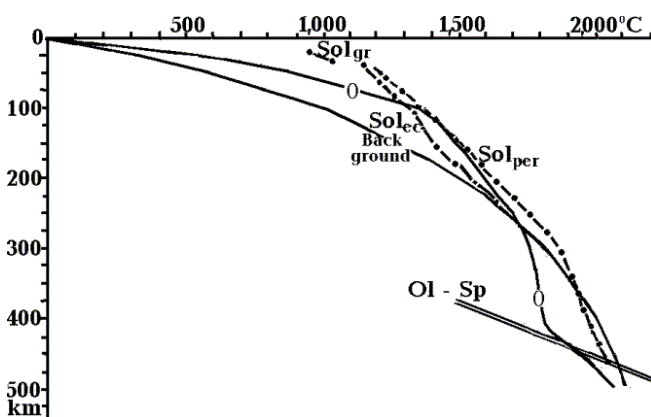


Рис. 14. Тепловая модель тектоносферы океанской котловины. Усл. обозначения см. на рис. 12.

Необходимо отметить, что построенная тепловая модель относится к внутренней части котловины. На периферии региона, прошедшего океанизацию в период 50-100 млн л назад, астеносферы нет. Конечно, если она не вызвана влиянием нагрева со стороны соседнего региона с другим ходом глубинного процесса. Так, на границе котловины и альпийской геосинклинали с наложенной постальпийской активизацией формируется сравнительно холодный блок глубоководного желоба с океанизированной корой (Gordienko et al., 2016 и др.). Охлаждение на уровне подошвы верхней мантии, распространившееся со стороны геосинклинали, ведет к дополнительному уплотнению пород переходной зоны (на глубинах ~450-650 км) и дополнительному (по сравнению с океанизацией) погружению блока. Событие произошло 0.5-1.0 млн л назад, поэтому глубокие землетрясения здесь уже отсутствуют.

Рассмотренные процессы в двух типах океанских регионов охватывают большую часть современных океанов. Поэтому необходимо отметить важную деталь их формирования. После изменения коры, погружения в мантию эклогитов до настоящего времени прошло во впадинах окраинных морей 50 млн л, в океанских котловинах – 100 млн л. Следовательно, повышенная теплогенерация пород мантии ограничена этими периодами. Ниже будет показано, что под СОХ этот срок составляет 150 млн л (не исключен вариант 200 млн л). Кажется вероятным, что повышенная ТГ ограничена не только по времени, но и по глубине – около 200 км. С другой стороны, принятие такой схемы нарушает установленное в работе (Gordienko, 2015c) равенство суммарной теплогенерации в тектоносфере континентов и океанов. Для его сохранения необходима повышенная ТГ во всем интервале глубин 0-500 км, а это требует повторных актов теплопереноса в тектоносфере под океанами. Тогда исключением из зоны повышения ТГ может остаться только интервал глубин с полиморфным уплотнением пород.

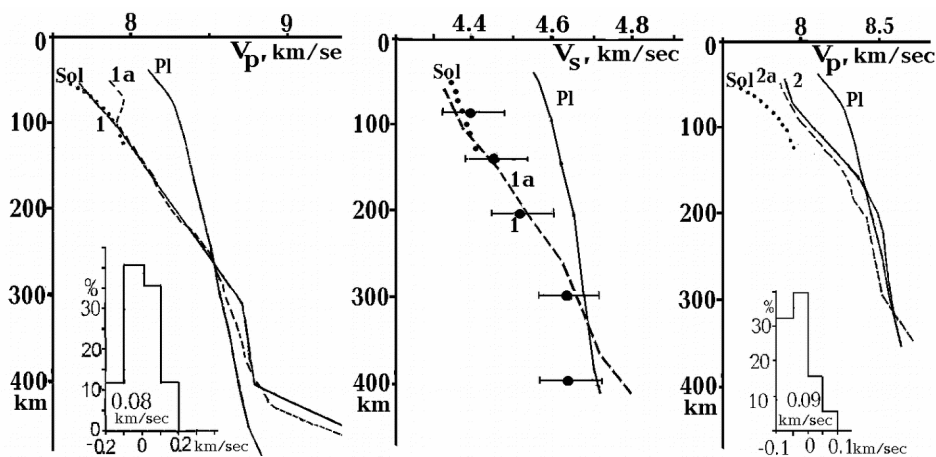


Рис. 15. Сравнение экспериментальных (Gordienko et al., 2016) и расчетных скоростных моделей верхней мантии котловин (1) и желобов (2).

1,2 – экспериментальные распределения  $V_p$ , 1a, 2a – рассчитанные по тепловой модели. Усл. обозначения см. на рис. 12.

Несмотря на сглаживание аномалий температуры обоих знаков по сравнению с моментом завершения океанизации (т.е. за последние 50 млн л) глубина океана в котловине заметно не изменилась. Небольшие поднятия и опускания примерно взаимно компенсируются (рис. 6 и 14).

Рассмотрим соответствие построенной тепловых моделей котловины и желоба геофизическим данным.

Скоростные разрезы Р-волн верхней мантии, построенные в работе (Гордиенко и др., 2015, 2016) для Атлантического, Тихого и Индийского океанов, и S-волн - под котловинами Атлантического и Тихого океанов (Bussy et al., 1993, Marquering et al., 1996), сопоставим с рассчитанными по тепловой модели (рис. 15).

Согласования достаточно полные, средние различия по Р и S-волнам не превышают обусловленных погрешностями. Заметное расхождение в верхней части разреза котловин (Р-волны) связано, вероятно, с упомянутыми проявлениями молодого магматизма. Частично расплавленные зоны над астеносферой явно встречаются в разных районах котловин, скорости в их пределах понижены. В расчетном разрезе этого эффекта нет. В верхних горизонтах мантии желобов явно отсутствие астеносферы (рис. 15).



Тепловой поток в желобах изучен недостаточно, имеющиеся данные указывают на его пониженную величину – 30-50 мВт/м<sup>2</sup>, что не противоречит тепловой модели (Тектоническое..., 2006 и др.).

Частое (хотя и не повсеместное) наличие в верхних горизонтах мантии и коре котловины молодых магматических очагов затрудняет и контроль построенной модели экспериментальными данными теплового потока. Над неглубокими очагами плавления распространены относительно небольшие положительные аномалии ТП. Они дополняются эффектами действия гидротермальных циркуляционных систем. Сопоставление расчетного и наблюдаемого ТП в котловинах показано на рис. 16.

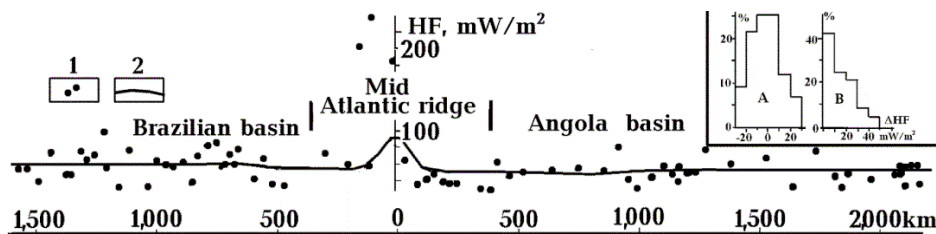


Рис. 16. Тепловой поток на профиле через Атлантический океан.

1 – наблюдаемые значения ТП, 2 – расчетный ТП. На врезке: Гистограммы различий наблюдаемых и расчетных ТП (А) и наблюдаемых ТП в близких пунктах (В) Анголо-Бразильского геотраверса.

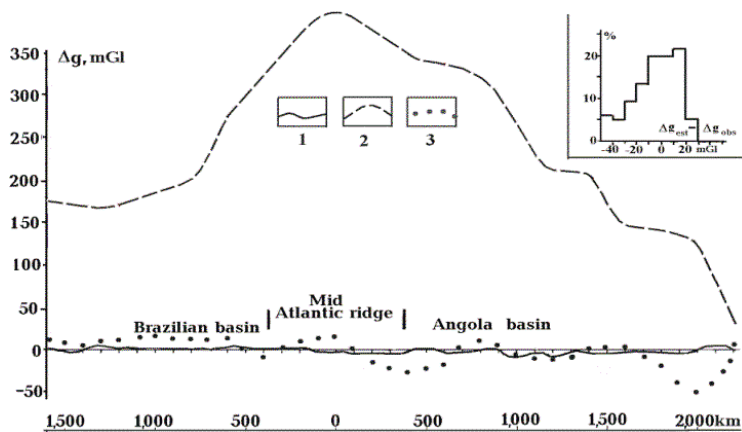


Рис. 17. Гравитационное поле вдоль Анголо-Бразильского геотраверса.

1-3 – гравитационное поле (1 – сглаженное наблюдаемое, 2,3 – расчетное: 2 – для нормальной плотности пород мантии, 3 – с учетом аномальной плотности пород мантии). На врезке: Гистограмма различий расчетного и наблюдаемого гравитационных полей на Анголо-Бразильском геотраверсе.

Наблюдаемые и расчетные тепловые потоки в целом согласуются (за исключением осевой части САХ, где интенсивные аномалии связаны с современными гидротермами и малыми приповерхностными интрузиями, отсутствующими в модели).

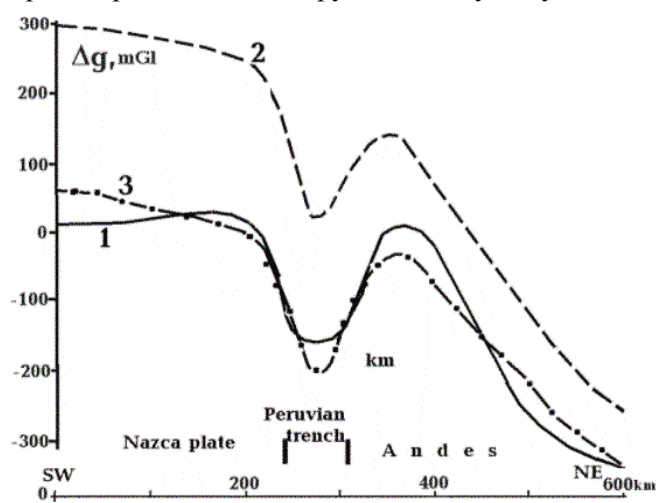


Рис. 18. Сравнение наблюдаемого и расчетного гравитационного поля вдоль профиля от плиты Наска до Перуанских Анд.

1 – наблюдаемое поле, 2, 3 – расчетное (2 – эффект коры и нормальной мантии, 3 – с учетом аномальной плотности мантийных пород).

Стандартное отклонение расчетных ТП от наблюдаемых составляет ±15 мВт/м<sup>2</sup>. Оно может полностью объясняться погрешностью экспериментальных данных. Действительно, тепловые потоки, установленные на небольших расстояниях (в десятки км) вдоль траверса, различаются в среднем на 20 мВт/м<sup>2</sup> (рис. 16).

Таким образом, согласование принятой модели процесса с геотермической информацией достигнуто. Не преувеличивая значимости этого факта можно все же отметить, что тепловой поток, рассчитанный для океана по принятой скорости «разрастания», не имеет ничего общего с наблюдаемым.

Вдоль того же Анголо-Бразильского геотраверса построена и плотностная модель тектоносферы с использованием данных о скоростном разрезе коры из работы (Павленкова и др., 1993) – рис. 17.

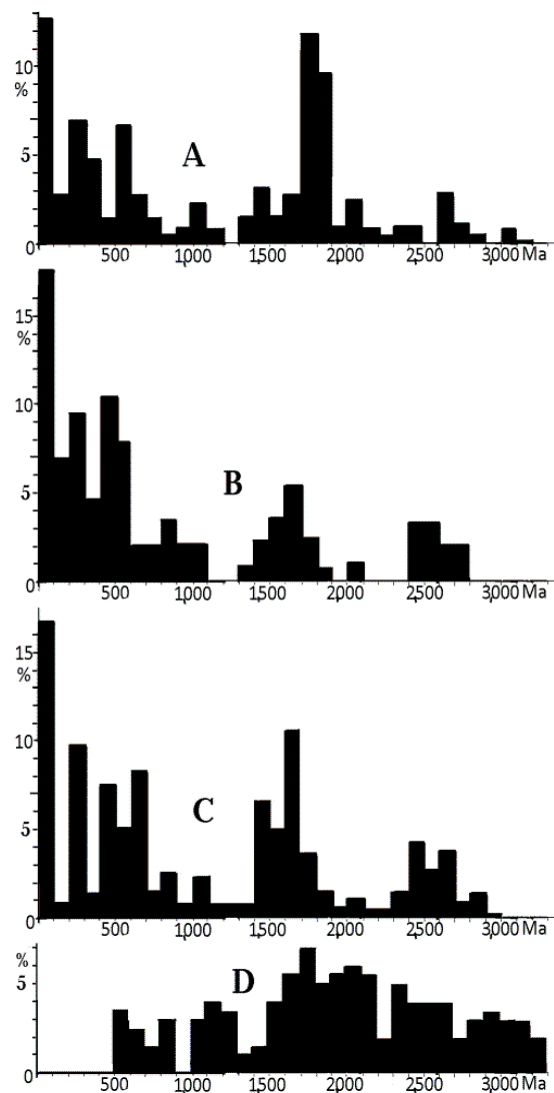


Рис. 19. Гистограммы распределений возрастов пород САХ (А, В, С) (Шулятин и др., 2012) и щитов Южной Америки и Африки (D) (Гордиенко, 2010).

А - по результатам 593 анализов цирконов U-Pb методами SHRIMP II и лазерной абляции, В - по результатам дополнительных 200 анализов цирконов U-Pb методами SHRIMP II и лазерной абляции, С - по результатам около 100 определений Sm-Nd, Ru-Sr, K-Ar, Ar-Ar, классическим U-Pb методом по цирконам и другими методами по породообразующим минералам и валовым пробам. (SHRIMP II – Sensitive High Resolution Ion Micro Probe II).

Согласование наблюдаемого и расчетного гравитационного поля после учета аномальных плотностей пород верхней мантии достаточно полное: среднее расхождение составляет  $\pm 14$  мГал, что вполне объяснимо погрешностями наблюдения и расчета. Примерно такое же соответствие достигнуто и на профиле, пересекающем переходную зону между плитой Наска и Южной Америкой. Сравнительно узкая геосинклиналь Перуанских Анд характеризуется относительно небольшой мантийной гравитационной аномалией, на плите она значительно больше. Вообще мантийные гравитационные аномалии в котловинах оказываются на уровне, присущем молодым рифтам на континентах (около -200 мГал) (Gordienko, 2016b). На СОХ достигается

максимальная из полученных в разных регионах аномалий – до -350-400 мГал – рис. 17.

Мантийная гравитационная аномалия в Камчатском желобе оценена в (Gordienko, 2016a). Ее величина (-150-200 мГал) не характеризует собственно структуру, так как в основном определяется влиянием соседней островной дуги и котловины.

Расчетная S под котловиной – 1,500 См. Экспериментальных данных мало, в (Тектоносфера..., 1992) – примерно такая же величина.

В тектоносфере желобов заметный электропроводный объект не установлен. Впрочем, имеющиеся экспериментальные данные очень ограничены.

Новая информация о составе пород в центральной части Срединно-Атлантического хребта по объему превосходящая имеющуюся для большинства щитов континентов, позволяет определенно говорить о ее несовместимости с гипотезой тектоники плит. На оси САХ и эскарпах некоторых трансформных разломов обнаруживаются древние породы габбро-ультраосновного комплекса в амфиболитовой и гранулитовой фациях метаморфизма, которые по целому ряду признаков нельзя отнести к мантии. Не работает и представление о рециклинге (Шулятин и др., 2012).

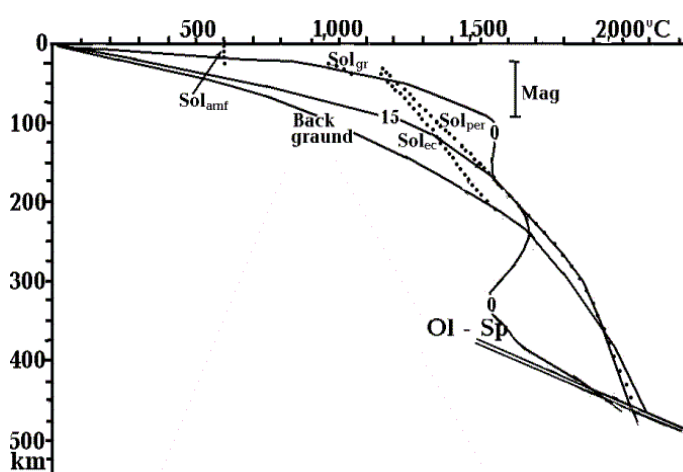
Приведенные датировки получены разными методами для разных минералов, разных изотопных систем. Тем не менее, они обнаруживают близкую картину распределения возрастов в докембрии, сходную с таковой для щитов Южной Америки и Африки. Такая согласованность

явно указывает на принадлежность изученных пород к коровым комплексам, распространенным на всем пространстве двух континентов и океана.

«...геологические наблюдения свидетельствуют о том, что часть плутонических пород имеет дораннемеловой, а возможно, и дораннеюрский возраст, и вулканические и плутонические породы в гребневой зоне САХ не являются конвергентными, возникшими из единого близповерхностного магматического очага. (Шулятин и др., 2012, р.31). Более того, датировки метаэффузивов в пределах 600-900 млн л «...служат доказательством многостадийности вулканоплутонической деятельности на САХ не только в кайнозойскую эру, но и значительно раньше и позволяют рассматривать метавулканыты и метагабброиды и ассоциирующие с ними метультрабазиты с древними датировками как образования доокеанического кристаллического фундамента (протокры), преобразованного в процессе доокеанического и синокеанического тектогенеза. (Шулятин и др., 2012, р.32).

Характер выявленных древних пород позволяет предположить, что на САХ срезана большая часть коры, существовавшей до океанизации. Состав пород в целом не противоречит сформулированным выше представлениям о результатах океанизации.

Есть прямые указания на то, что под частью САХ кора 140 млн л назад была преобразована и поднята практически до поверхности океана. Выше упоминались сведения о позднегерцинском этапе активизации САХ. Т.е. современный САХ – не первый (Шулятин и др., 2012). Последнему этапу активности отвечают магматические породы возрастом 0-53 млн л, но области их распространения определить по имеющимся данным нельзя (Сколотнев и др.,



2010). По (Рудич, 1983) на одном из отрезков САХ молодой магматизм укладывается во временной интервал 0-15 млн л. На Восточно-Тихоокеанском поднятии известны только очень молодые лавы (позднеплейстоценовые).

Рис. 20. Распределение T в тектоносфере неогенового СОХ.

Sol<sub>amf</sub> – солидус пород амфиболитовой фации. Другие усл. обозначения см. на рис. 12.

Рассмотрим результаты ранне-кimmerийского процесса океанизации, предполагая, что он похож на описанный выше более молодой (рис. 20). Примем, что до начала формирования СОХ проходит около 150 млн л, в течение которых теплогенерация сохраняется на максимальном уровне. Финальное распределение температуры обнаруживает обширную зону, в пределах которой температура солидуса эклогита и/или перидотита достигнута или почти достигнута (отличия от нее не превышают вероятной погрешности расчета – около 50-100°C).

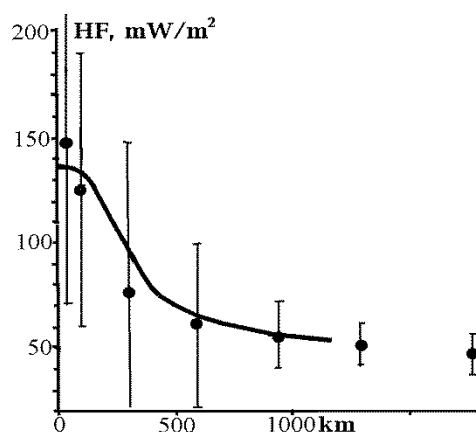
За период «тектоно-магматического покоя» погружение поверхности за счет сокращения аномалий T составляет 0.6 км, поднятие за счет полиморфного преобразования с разуплотнением на подошве верхней мантии - 2 км. Дальнейшие события можно представить себе по-разному, информация для их конкретизации автору не известна. Экстремальные варианты эволюции тепловых моделей, которые можно рассчитать, исходя из стартового распределения T, дают вклад тепловых аномалий в поднятие от 2.5 до 4.5 км. Вероятно, необходимо строить заметно различные модели для конкретных хребтов или даже их фрагментов. Но для такой работы недостаточно данных. С равной вероятностью можно считать современным приближением к тепловой модели СОХ и модель окраинного моря (просто под СОХ не происходит океанизации коры, она уже случилась раньше, и очевидны различия в тепловых моделях зоны полиморфных переходов), вариант тепломассопереноса, предложенный в (Гордиенко, 2012), и модели обусловленные другими схемами процесса. Пожалуй, во всех случаях обнаруживается одна особенность стартовой модели перед развитием СОХ на океанической коре – подошва зоны частичного плавления, питающей тепломассоперенос, располагается на меньшей глубине, чем под активными регионами континентов. Это – результат повышенной ТГ в интервале глубин, ограниченном снизу кровлей зоны полиморфных переходов.

Показанный на рис. 20 результат расчета отвечает случаю краткого (возможно – начального) теплопереноса, который сводится к поступлению перегретого вещества из интервала глубин 275-425 км на уровень 40-110 км. Он обеспечивает слой частичного плавления в верхних горизонтах мантии региона. Очевидно, что в такой ситуации неизбежны вторжения магм выше вплоть до коры, образование эффузивов, циркуляция гидротерм над неглубокими интрузиями. Из этого источника (с глубин 50-100 км) около 5 млн л назад перегретое вещество поступает выше уже в пределах более узкой зоны (шириной около 200 км) на глубины 25-50 км. Естественно, процесс вновь дополняется внедрением расплавов в тонкую кору.

Суммарное поднятие дна над уровнем соседних котловин составит около 2.5 км (активный этап добавляет к предшествующему подъему на 2.4 км за счет появившихся аномалий Т и опускание на 1.3 км, связанное со смещением кровли зоны полиморфных переходов), причем в прошлом оно было больше, т.е. в настоящее время поверхность хребта такого генезиса уже опускается. В центральной части широкого СОХ можно ожидать соответствия поднятия такой величине. На периферии поднятие много ниже. Судя по вариациям теплового потока на краях некоторых хребтов и в этих структурах могут встречаться краевые фрагменты, где следы активизации незначительны. В них ТП приближается к фоновому.

Глубины магматических очагов под СОХ, установленные по составу пород (Gordienko, 2015b), соответствуют построенной тепловой модели (учитывая ее промежуточные варианты в период 0-15 млн л назад) –рис. 20. Современная тепловая модель указывает на возможность продолжения активного процесса в регионе, т.е. рассмотренный вариант образования СОХ не завершен.

Расчетная величина ТП вкосте простираения срединно-океанического хребта шириной около 1000 км приведена на рис. 21. Расчет довольно условен, так как в периферийных частях региона



величина параметра существенно зависит от тепловой истории соседних котловин, которая принята отвечающей описанной выше, что не обязательно верно. Расчетные значения ТП согласуются с наблюдаемыми, но указанные выше неопределенности в формировании модели процесса не позволяют считать такое совпадение исчерпывающим контролем. Более существенным может оказаться контроль по конкретной модели мантии хребта.

Рис. 21. Сравнение расчетного (линия) и наблюдаемого (точки с барами) (Гинсарь, 1987, Подгорных и др., 2000, Попова, 1987, Туезов, 1988 и др.) теплового потока СОХ.

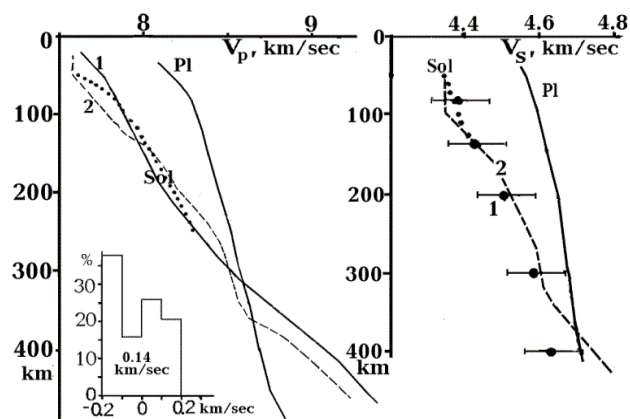


Рис. 22. Сравнение экспериментальной (Gordienko et al., 2016, Marquering et al., 1996) (1) и расчетной (2) скоростной моделей верхней мантии СОХ.

Усл. обозначения см. на рис. 12.

Под СОХ нет землетрясений на глубинах у фронта полиморфного перехода: на этой стадии процесса охлаждения его не захватывает. Неглубокая сейсмичность связана с описанными выше вертикальными перемещениями блоков коры.

Для S - волн рассмотрены данные только для САХ на участке 30-60 град. с.ш. (Marquering et al., 1996).

Согласование расчетной и экспериментальной моделей по Р и S-волнам можно считать удовлетворительным, особенно учитывая неопределенности при выборе схемы глубинного

процесса. Некоторые другие из перечисленных выше вариантов глубинного процесса под СОХ не создают тепловых моделей, которые можно согласовать со скоростной.

Плотностная модель тектоносферы СОХ уже рассмотрена выше (рис. 17). Она построена с использованием того же варианта глубинного процесса, что и тепловая модель. Согласование можно признать удовлетворительным.

По мнению автора к системе СОХ относится т.н. плита Хуан-де-Фука практически на всем пространстве от хребта Хуан-де-Фука до шельфа у берега Сев. Америки. Для признания в качестве СОХ хребта Хуан-де-Фука нет оснований: поднятие его над уровнем плиты ничтожно, ширина более чем на порядок отличается от типичной, прямо на западном краю происходит резкое падение ТП до фоновых значений. Напротив, на плите Хуан-де-Фука тепловой поток очень высок, указывая на неглубокое расположение магматических очагов и активные гидротермы. Наличие необычно мощного осадочного слоя связано с близостью материка и отсутствием желоба. Разделение рифта Восточно-Тихоокеанского поднятия севернее Калифорнийского залива на континентальную и океаническую часть признается некоторыми геологами (Белоусов, 1982, Фролов и др., 201 и др.). Согласно тепловой модели суммарную продольную электропроводность мощной астеносферы СОХ можно оценить в 4,500 См. Согласно данным работы (Варенцолв и др., 1996) здесь зафиксирована именно такая величина S. Непосредственно западнее хребта Хуан-де-Фука проводящий объект исчезает. В обзоре (Baba, 2005) величина S тектоносферы СОХ оценена в 6,000-10,000 См. Эти данные представляются автору менее надежными.

### ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ТИПА

Геолого-геофизическая информация, которая может быть использована в данном случае, наиболее широко представлена в переходных зонах Атлантического океана, особенно - в его северной части (Беляевский, 1981. Белоусов, 1982, Геология..., 1978, 1978, 1979, Хаин, 1971, Кунин, 1989, Levin et al., 1996, Major..., 1994, Удинцев, 1987, Ulrike et al., 1998, Усенко, 1987 и др.). Но и здесь она не позволяет судить об основных чертах глубинного процесса в каждом из фрагментов зоны. Кажется необходимым использовать обобщение данных для многих близких по характеру развития фрагментов. Такой подход заставляет обратиться к восточному побережью Северной Америки, почти на всем протяжении которого океан контактирует с каледонско-герцинской геосинклиналью Аппалачей шириной более 500 км. Многие отмеченные здесь особенности геологической истории близки наблюдаемым у восточной окраины океана на контакте с каледонидами Скандинавии, каледонидами и герцинидами Великобритании и Франции и др..

Для восточной окраины Северной Америки по результатам геологических и сейсмических исследований построены разрезы осадочного слоя и земной коры вдоль 10 профилей длиной от 300 до 1400 км от Лабрадора до Багамского плато, здесь довольно детально изучены магнитное и гравитационное поля, ТП (но в основном – на суше). Прибрежную часть суши, шельф, материковый склон и часть континентального подножия охватывает Северо-Американский Приатлантический периокеанический прогиб длиной около 4500 км и шириной около 500 км. Он делится на две впадины - Внутреннюю (на шельфе и сопредельной суше) и Внешнюю (на склоне и подножии). Впадины разделены выступом фундамента и имеют заметно различающуюся геологическую историю. В пределах Внешней впадины у границы с выступом фундамента во многих случаях глубина прогиба резко увеличена. Структура шириной около 60 км (т.е. отвечающая размерам одного кванта тектонического действия - КТД) напоминает заполненный осадками глубоководный желоб. Она не будет ниже рассматриваться отдельно, т.к. процесс ее образования принципиально не отличается от такового в остальной части впадины.

Ширина Внутренней впадины составляет около  $150 \pm 20$  км, разделяющего впадины выступа - около 70 км, Внешней впадины -  $190 \pm 30$  км, т.е. во всех случаях размеры структур кратны размерам КТД.

Установлено, что «Переход от континентальной коры к океанической происходит под континентальным склоном и местами отмечен выступом океанического фундамента, который создает магнитную аномалию восточного побережья» (Геология..., 1978, т.2, р.99). В юрское-голоценовое время активные события происходили по обе стороны от этой линии.

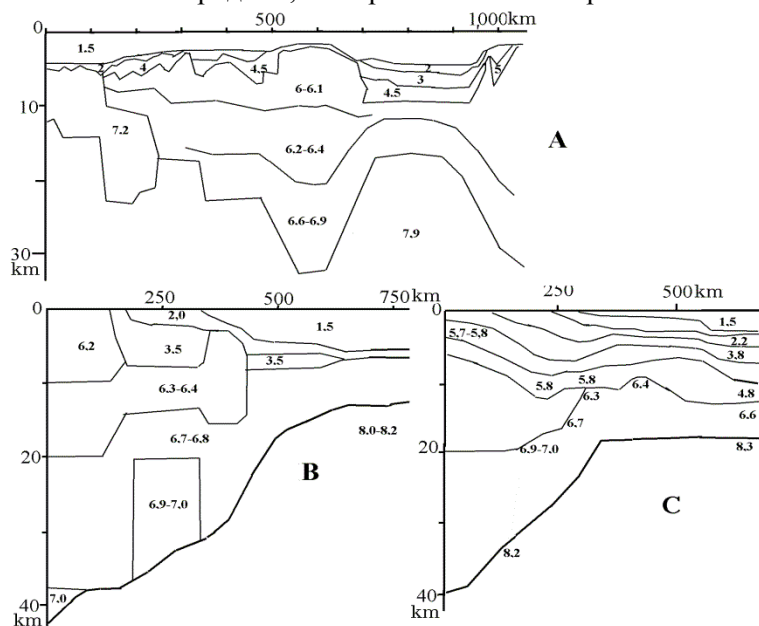
Во Внутренней впадине "... сбросово-глыбовые движения проявились в позднем триасе - ранней юре... Бассейны, ограниченные сбросами, заполнялись обломочными образованиями... В то же время происходили вулканические извержения" (Геология..., 1978, т.2, р.118). Т.е. по

геологическим признакам процесс можно отнести к рифтогенезу, хотя в приведенных данных отсутствует указание на стадию поднятия. В последующий период осадконакопление в мелководном бассейне происходило с сокращающейся интенсивностью. Однако представляется весьма вероятным, что имела место еще одна фаза активизации. На Багамском плато она отмечена деформациями в раннем мелу или поздней юре. На Бразильском шельфе и прилегающей суше этому периоду (около 150 млн л назад) отвечает магматизм мантийного происхождения. Мощность коры под впадиной составляет около 30 км, что на 10-15 км меньше, чем в континентальных регионах, расположенных западнее.

Во Внешней впадине процесс начинается накоплением юрских осадков при глубине дна бассейна менее одного километра. С начала или середины мела (т.е. примерно 100 млн л назад) они сменяются пелагическими или гемипелагическими образованиями (средняя современная глубина моря во впадине - около 4 км). Такие «стартовые условия» не могут быть увязаны с заложением впадины на океанической коре (где современная глубина океана - 5.5 км) доюрского или раннеюрского возраста. Кроме того, мощность консолидированной части коры здесь составляет около 7.5 км, под типичными плитами Атлантического океана - около 4-5 км. Необходимо предположить, что блок коры под Внешней впадиной перед началом рассматриваемого процесса не был океаническим. Скорее он напоминал современный блок под Внутренней впадиной. Восточнее Внешней впадины располагается блок типичной океанической коры с глубиной дна 5-5.5 км и мощностью осадков 1-1.5 км (обычной для северо-западной Атлантики). Таким образом, смысл событий в переходной зоне - в изменениях на окраине континента, в последовательном разрушении его коры. Этот процесс облегчен наличием в ней большого количества мафических блоков, легко поддающихся переработке. Они фиксируются под Внутренней впадиной в виде мощных высокоскоростных ( $V_p=7.0-7.4$  км/сек) слоев с кровлей на глубине 5-10 км - «нижнепалеозойской протоатлантической офиолитовой коры» по терминологии работы (Геология..., 1978). Наличие такого слоя - необходимый атрибут переходной зоны (Белоусов, 1982).

Наглядным молодым примером рассматриваемого преобразования может служить и ситуация на восточном и южном фрагментах Фареро-Гренландского порога (Рудич и др., 1987 и др.), непосредственно примыкающего к северной окраине изучаемой переходной зоны. Хотя размещение прогибов различного типа и не укладывается в четкую структуру, известную в прибрежной зоне Северной Америки. Здесь на всем огромном протяжении порога глубина моря не превышает первых сотен метров, мощность молодых осадков - километра, мощность коры составляет около 30 км. В наложенных узких впадинах (Роколл, Фареро - Шетландской) глубина моря - 0.5-2.0 км, мощность осадков - несколько километров, коры - 10-15 км (рис. 23). Начало резкого погружения впадин Фареро - Гренландского порога сопровождается магматизмом.

В структуре осадочного чехла Внешней впадины на нескольких профилях фиксируются высокоскоростные «выступы фундамента», представленные предположительно такими же основными породами, которыми сложен верхний океанический слой (рис. 23). Их кровли



достигают отложений эоцена, возраст создавшего их процесса можно оценить примерно в 50 млн л. Синхронный этап магматизма отмечен на Бразильском участке переходной зоны.

Рис. 23. Скоростные модели коры северо-восточной окраины Атлантического океана (А), восточной окраины Северной Америки (В) и Мексиканского залива (С) (Беляевский, 1981, Геология..., 1979 и др.).

Еще одним подтверждением того, что процессы на окраине атлантического типа - изменения

континентальной коры, могут служить геолого-геофизические данные по Мексиканскому заливу (рис. 23). История осадконакопления и магматизма во впадинах Галф Коста и Сигсби (и Кампече), размещающихся на периферии той же герцинской геосинклинали и разделенных поднятием фундамента, практически аналогична истории Внутренней и Внешней впадин атлантического побережья Северной Америки вплоть до современной глубины моря в центральной части впадины Сигсби (до 3,5-4 км). В этом прогибе с маломощной высокоскоростной консолидированной корой в низах осадочной толщи развиты мощные слои юрских эвапоритов, которые могли возникнуть только в мелководном, а не типичном глубоководном океаническом бассейне. Со всех сторон впадина окружена массивами современной континентальной коры. Следовательно, здесь происходила явная (но не завершившаяся) океанизация, а объяснение имеющихся данных с позиции тектоники плит затруднительно.

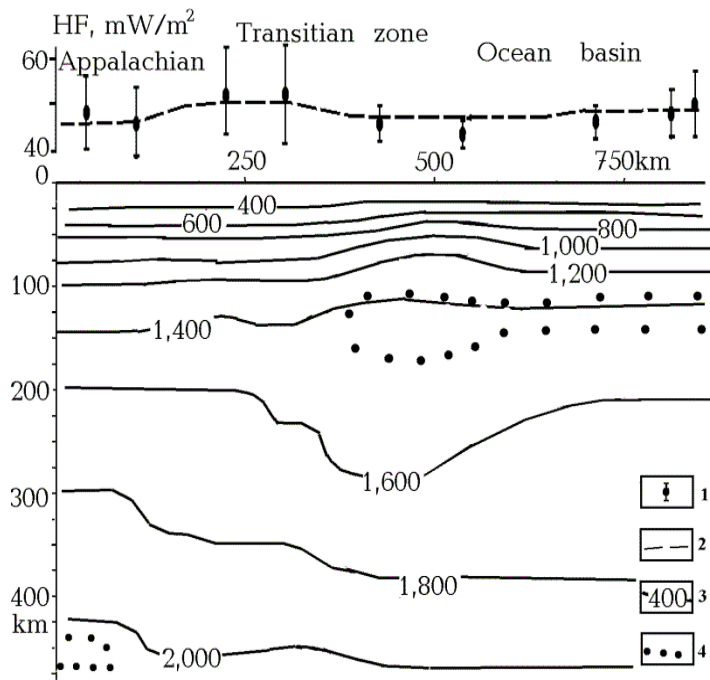


Рис. 24. Тепловая модель тектоносферы переходной зоны Атлантического типа.

1,2 – тепловой поток (1 – наблюдаемый, 2 – расчетный), 3 – изотермы ( $^{\circ}\text{C}$ ), 4 – граница зоны частичного плавления пород мантии.

Таким образом, с большей или меньшей долей вероятности можно наметить основные параметры событий в приповерхностной зоне, которым должен соответствовать глубинный процесс в тектоносфере, моделируемый по адвекционно-полиморфной схеме. Он включает по два акта тепломассопереноса в каждой впадине, разделенные временными интервалами примерно в 50 млн л.

Эволюция тепловой модели рассмотрена с учетом таких факторов.

1. Западная часть модели (500 км) представлена тектоносферой с температурами посткаледонского (местами – постгерцинского с возрастом складчатости около 300 млн л) региона, несколько превышающими платформенные.

Восточная часть – тектоносфера океанического региона, в котором активный процесс завершился около 50 млн л назад. Сведения о возрастах магматизма в котловинах с океанической корой северо-западной Атлантики (Рудич, 1983) можно воспринять (абстрагируя от значительного разброса датировок) как указание на предыдущие этапы тепломассопереноса 100 и 150 млн л назад. Модель дополняет повышенная теплогенерация пород мантии в течение последних 100 млн л. Под Внешней и Внутренней впадинами последний эффект также присутствует, но ограничен по интенсивности и длительности.

На фоне релаксации тепловых аномалий тектоносферы, связанных с активными процессами прошлого, под впадинами происходит по два акта адвективного тепломассопереноса, во время которых перегретое вещество из астеносферы поступает под кору, а холодное подкоровое – на его место. Процесс дополняется опусканием крупных эклогитизированных блоков коры, что ведет к утонению коры и понижению температуры мантии. Глубина кровли второго КТД принята большей, чем первого, т.е. процесс напоминает незавершенный рифтогенез. Это связано с заметным предварительным охлаждением нижней тектоносферы процессами в соседних регионах. Под Внутренней впадиной КТД поступали с глубин 270-370 и 410-470 км на глубины 45-105 и 105-165 км, под Внешней – с глубин 230-350 и 370-470 км на 30-90 и 90-150 км.

В результате расчетов получена современная тепловая модель тектоносферы (и модели для различных периодов истории региона), представленная на рис. 24. В ней отсутствует западная часть Аппалачей, охваченная современной активизацией. Интересно отметить, что для

восточных Аппалачей получено распределение  $T$ , несколько превышающее солидус на максимальных глубинах, т.е. установлена возможность начала активизации. Расчетный тепловой поток вполне согласуется со средними наблюдаемыми значениями, отклонения не превышают  $3 \text{ мВт/м}^2$ . Как неоднократно отмечено выше, это согласование представляется необходимым элементом контроля модели, но не может служить сильным аргументом в ее пользу. Величина расчетного ТП в значительной мере определяется сравнительно неглубокими источниками тепла.

Расчет погружения поверхности во Внутренней и Внешней впадинах выполнен для одномерной задачи и без учета многих факторов, которые могут повлиять на его результат. Тем не менее он должен быть довольно реалистичен, так как основной эффект связан с преобразованием коровых базитов со средней плотностью  $2.9 \text{ г/см}^3$  в эклогиты с плотностью  $3.4 \text{ г/см}^3$ . Уплотнение на 17% слоев мощностью около 18 км под каждой из впадин должно обеспечить примерно половину амплитуды опускания. Вторая половина связана с изменением температуры тектоносферы и глубины поверхности слоя полиморфных преобразований у подошвы верхней мантии.

Возможность преобразования столь большой части коры в эклогиты нуждается в специальном обосновании. В слоях консолидированной коры содержится: в «гранитном» - около 13%, в переходном - 62%, в «базальтовом» - 80% базитов. Учитывая, что около трети блоков коры переходной зоны - чисто мафические, можно увеличить среднее содержание основных пород в двух верхних слоях до 40 и 75%. При последовательных активизациях в двух нижних слоях коры заменяется основными выплавками из мантии около 50% объема, в верхнем - 25%. Средние содержания базитов в слоях достигают 55, 88 и 90%. Учитывая относительные мощности слоев, можно оценить суммарное содержание основных пород в преобразуемой коре как эквивалентное слою мощностью 35 км. При его полном переходе в эклогиты и погружении в мантию мощность оставшейся консолидированной коры составит около 7,5 км. Следует отметить, что для обычной континентальной коры, не содержащей базитовых блоков, и для коры, основные породы которой предварительно хотя бы частично эклогитизированы, такое радикальное изменение мощности в ходе описанного процесса недостижимо. Оно может быть получено только при существенном поднятии и размыве верхнего слоя консолидированной коры на первом этапе активного процесса.

В рассматриваемом регионе нельзя установить имел ли место предъюрский размыв консолидированной коры. Но в пользу высказанных соображений говорит тот факт, что во Внутренней впадине на блоках с мафической корой опускание было более интенсивным: в среднем здесь накопилось за весь период с юры до голоцена 9.3 км осадков, в то время как на остальных блоках - в среднем 6.4 км.

Следует отметить одну особенность «рифтогенеза» в переходной зоне атлантического типа, которая отличает его от континентального. Утонение коры под впадиной не сопровождается ее утолщением на периферии (Гордиенко и др., 2006). Возможно, в данном случае тепломассоперенос не включает заметной горизонтальной ветви.

Расчетные амплитуды прогибания определены следующим образом.

В период 200-150 млн л назад во Внутренней впадине опускание за счет эклогитизации основных коровых пород общей мощностью 9 км составило 1,6 км, за счет смещения границы полиморфного перехода на 10 км – 0.6 км, за счет охлаждения низа верхней мантии – 1.2 км, поднятие за счет нагрева верхней части верхней мантии – 1.6 км. Суммарный эффект – опускание на 1.8 км.

В период 150-100 млн л во Внутренней впадине происходит аналогичное опускание за счет эклогитизации – 1.6 км, за счет смещения границы полиморфного перехода на 50 км – 3 км. Общее опускание поверхности к моменту 100 млн л назад составит 6.4 км. За 2 последних этапа – 100-50 и 50-0 млн л назад - добавится примерно 0.2 км за счет дополнительного давления коро-мантийного блока с молодым осадочным слоем на границу перехода. Общее охлаждение верхней мантии к концу расчетного периода по сравнению с 100 млн л назад приведет к дополнительному опусканию на 0.4 км. Нагревание области полиморфного перехода приведет к смещению ее границы на 30 км, т.е. поднятию на 1.8 км. К настоящему времени расчетная амплитуда опускания должна составить 5.2 км.

Во Внешней впадине 200-150 и 150-100 млн л назад возможно опускание только по 0.1 км за счет охлаждения всей верхней мантии и незначительного смещения кровли перехода. В период 100-50 млн л назад влияние эклогитизации обеспечило опускание поверхности на 1.6 км, смещение кровли полиморфного перехода на 5 км – опускание на 0.3 км, влияние нагрева и



охлаждения разных частей верхней мантии привело к расчетной величине поднятия на 0.6 км. Суммарное погружение составило 1.3 км. В период 50-0 млн л эффект эклогитизации коровых пород приведет к опусканию на 1.6 км, смещение фронта полиморфного перехода на 60 км – к опусканию на 3.6 км, давление коро-мантийного блока с новыми осадками – к опусканию на 0.2 км, нагрев и охлаждение разных частей верхней мантии – к подъему на 0.3 км. К настоящему времени суммарное расчетное погружение поверхности составляет 6.4 км.

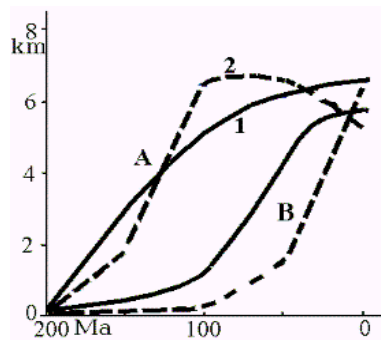


Рис. 25. Наблюдаемое (1) и расчетное (2) изменение глубины Внутренней (А) и Внешней (В) впадин Северо-Американского Приатлантического прогиба.

Сравнение расчетных величин с установленными экспериментально приведено на рис. 25.

Глубины магматических очагов, установленные по составу изверженных пород во Внешней впадине (Гордиенко и др., 2013) укладываются в диапазон 40-70 км, что меньше глубины кровли современной астеносферы (рис. 24). Но возраст пород – многие десятки млн л, в тот период прогрев верхней

тектоносферы впадины был больше.

Таким образом, развиваемые представления о характере глубинного процесса удается в первом приближении согласовать с фактами геологической истории впадин, формирующихся в переходной зоне атлантического типа. Видимые отличия кривых изменения глубины впадин во времени могут быть обусловлены влиянием процессов за их пределами (недостаточностью использованной одномерной модели).

Информация о распределении скорости сейсмических волн в мантии региона скудна и противоречива. В сложившейся ситуации гравитационное моделирование представляется единственным значимым методом контроля рассматриваемой схемы глубинного процесса. Наблюдаемое гравитационное поле, с которым сопоставляется расчетное, в пределах всего региона довольно выдержано по простиранию (Геология..., 1978, Изостазия..., 1987). Это позволяет провести его осреднение, выявляющее типичные особенности распределения силы тяжести (аномалии Буге на суше и аномалии Фая на море) вдоль сводного поперечного профиля (рис. 26).

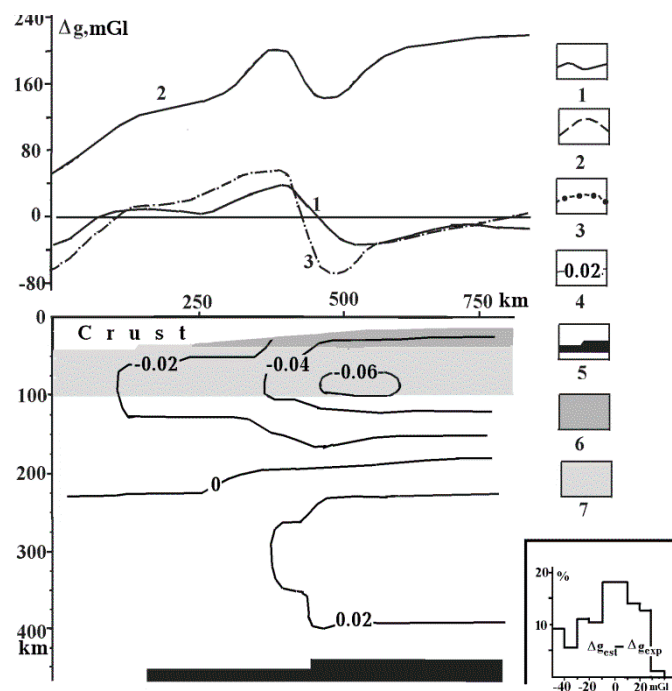


Рис. 26. Плотностная модель тектоносферы переходной зоны от Северной Америки к Атлантическому океану.

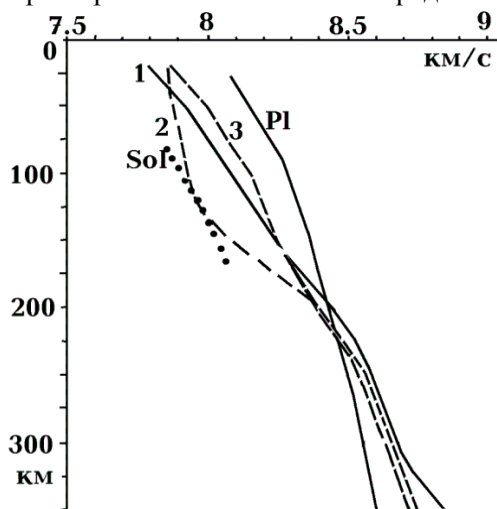
1-3 – гравитационное поле: 1 – наблюдаемое, 2,3 – расчетное (2 – эффект коры и нормальной мантии, 3 – с учетом аномальности пород мантии), 4 – изоденсы аномальной плотности, вызванной возмущениями  $T$  ( $г/см^3$ ), 5 – зона полиморфного уплотнения на подошве верхней мантии, 6, 7 – зоны разуплотнения, отвечающие: 6 – плагиоклазовому перидотиту, 7 – шпинелевому перидотиту. На врезке: Гистограмма различий расчетного и наблюдаемого гравитационных полей на профиле.

При подборе плотностей коровых пород по скоростям продольных сейсмических волн в соответствующих интервалах глубин, учитывались и результаты плотностного моделирования, проведенного ранее в регионе вдоль большинства рассматриваемых профилей (Геология..., 1978). В блок коры под Внутренней впадиной было внесено уплотнение на  $0,05 г/см^3$  в связи с тем, что третья часть разрезов, пересекающих блок, обнаруживает высокоскоростную кору.

Расчетное гравитационное поле для случая нормальной мантии по уровню резко отличается от наблюдаемого: на восточном конце профиля разница составляет около 230 мГал, на западном - около 80 мГал (рис. 26). Аномальные плотности в модели мантии были связаны (см. выше): 1) с наличием под тонкой корой плагиоклазового перидотита до глубины около 30 км, 2) распространением до 100 км в прогретой мантии шпинелевого перидотита, 3) изменениями плотности в пределах положительных и отрицательных аномалий температуры, 4) подъемом кровли зоны полиморфного преобразования пород мантии в аномально охлажденной на соответствующих глубинах части региона (рис. 26).

Введение аномального эффекта мантии позволило достаточно полно уравнять расчетное и наблюдаемое поля. Среднее расхождение составляет 22 мГал (рис. 25), что следует признать величиной, объясняемой, скорее всего, осредненным характером используемого материала, не содержащего локальных аномалий наблюдаемого поля и локальных особенностей модели.

На рис. 24 видно, что Внешняя и Внутренняя впадины переходной зоны обладают различными тепловыми моделями. Построение одномерной скоростной модели верхней мантии региона по методике, примененной в работе (Gordienko et al, 2016), здесь может характеризовать лишь некое осредненное распределение  $V_p$ . Кроме того, данных (отобранных



у атлантических побережий Северной и Южной Америк) оказалось мало, разрез пришлось ограничить глубиной около 350 км. Поэтому для сравнения с экспериментальной скоростной моделью использованы две, построенные для частей тепловой модели. Они представлены на рис. 27.

Рис. 27. Скоростные модели верхней мантии переходных зон атлантического типа.

1 – экспериментальная, 2,3 – расчетные (2 – для прогретого участка, 3 – для сравнительно холодного участка). Sol – распределение скорости Р-волн при температуре начала плавления (максимальное содержание магмы в центре астеносферы – 2%), PI – скорости под неактивизированной докембрийской платформой.

Отличия построенного скоростного разреза от платформенного явно указывают на адвективный характер процесса, приведшего к образованию переходной зоны. Сопоставление экспериментальной скоростной модели с полученными по тепловым моделям для Внешней и Внутренней впадин показывает, что средняя из «тепловых» моделей довольно близка к установленной по сейсмологическим данным. Это повышает достоверность расчетного скоростного разреза верхней мантии переходной зоны, но одновременно демонстрирует непригодность одномерной конструкции для изучения такого объекта.

Анализ магнитного поля региона не дает дополнительных аргументов за или против принятой модели глубинного процесса. Очевидно, что в районе единственной выдержанной вдоль всей переходной зоны положительной «аномалии восточного побережья» изотерма Кюри магнетита располагается ниже раздела М и вся кора может участвовать в создании источника аномалии. Имеющийся здесь выступ фундамента (рис. 23), судя по плотностной модели, представлен довольно основными породами, обычно располагающимися в средней части континентальной коры. Им вполне может быть присуща намагниченность, достаточная для объяснения аномалии (Гордиенко и др., 2005 и др.). Подбор параметров соответствующего объекта приводит к их значениям, заметно не отличающимся от установленных ранее при многочисленных интерпретациях аномалии (Геология..., 1978 и др.).

Сейсмичность переходной зоны восточного побережья Северной Америки проявлена довольно слабо, что отвечает завершающейся стадии процесса преобразований. Она заметно увеличивается в зоне современной активизации вблизи границы Аппалачей и Северо-Американской платформы.

Проведенный анализ геолого-геофизических данных, относящихся к зоне перехода атлантического типа, позволил установить, что:

1) развитие переходной зоны представляет собой преобразование континентальной коры в кору промежуточного типа и затем - в океаническую. Прилегающие к зоне районы, имевшие океаническую кору до начала преобразования, не участвуют в активном процессе,

2) для объяснения всей имеющейся геологической и геофизической информации можно использовать представления об адвекционно-полиморфном процессе в недрах региона. Их применение приводит к модели эволюции тектоносферы, близкой рифтовой активизации, но обладающей специфическими чертами (в частности, ограниченной подъемом только двух КТД).

### **ГИПОТЕЗА ДЕОКЕАНИЗАЦИИ**

При изучении древних (в том числе – докембрийских) структур сторонники тектоники плит обнаруживают в ныне континентальных регионах следы «закрывшихся» океанов. Аргументы в пользу таких представлений не выдерживают критики, приравнение офиолитовых комплексов геосинклиналей к фрагментам океанической коры основано на игнорировании в их составе кислых пород и необоснованном предположении о том, что вся океаническая кора состоит из пород верхнего слоя. Кроме того, современная ситуация не дает ни одного примера «закрывающегося» океана. Тем не менее, вопрос о возможности какой-то формы деокеанизации этими возражениями не снимается. Одни из возможных вариантов этого гипотетического процесса представлен ниже.

Геологическая история Северо-Западной котловины Тихого океана содержит элемент, указывающий на ее своеобразие. В позднем кайнозое произошел срыв верхней толщи коры мощностью около 6-7 км и ее смещение к востоку, в направлении поднятия Шатского (Ломтев и др., 1997 и др.). Образовалась система листрических нарушений, пронизывающих всю толщу. Смещение чешуй достигало нескольких километров. Поскольку очевидна миграция возраста эффузивных кровельных траппов от поднятия Шатского к поднятию Зенкевича, можно предположить, что причиной срыва толщи было распространение волны опусканий фундамента. «Оно вероятно определило общее направление гравитационного срыва океанической коры в сторону возвышенности Шатского» (Ломтев и др., 1997, р.62). Подчеркнем, что в образовании «скиб» участвуют в основном траппы (осадочные породы преобладают только в верхней части толщи). Поднятие Шатского представляет собой позднекайнозойскую структуру, фиксирующую фронт гравитационного срыва, место скучивания океанической коры. «Мощность твердой земной коры» (т.е. верхнего слоя, ниже которого располагается древняя базифицированная кора) здесь на 10-15 км больше, чем в Северо-Западной котловине (Тектоника..., 1983). Не исключено, что в районе поднятия Шатского происходит процесс формирования новой мощной коры, а не разрушения старой. Вероятно, наращивание мощности коры сверху происходит за счет вулканогенно-осадочных комплексов, близких по составу к имеющимся в верхней части разреза Северо-Западной котловины. Они преимущественно сложены основными породами, терригенными осадками (содержание  $\text{SiO}_2$  в которых находится на уровне средних изверженных пород) и пелагическими осадками ( $\text{SiO}_2$  - на уровне основных и ультраосновных пород). Из такого материала может быть построена только мафическая кора, которая при последующих активизациях, вторжениях мантийных выплавов легко разрушается. Механизм процесса в (Ломтев и др., 1997) не рассматривается.

С точки зрения автора (Гордиенко, 1992) перспективными на деокеанизацию могут оказаться и районы, в которых на коре океанического типа сравнительно быстро растет мощность осадочно-вулканогенного слоя (скорее всего они располагаются на небольшом расстоянии от суши и не отделены от нее глубокой «впадиной-ловушкой») и обнаруживаются признаки преобразования пород. В северной части Центральной котловины Индийского океана (Бенгальский конус выноса) параметры земной коры не отличаются от наблюдаемых в других котловинах. По единичным определениям (Pollack et al., 1991) ТП составляет здесь около 50 мВт/м<sup>2</sup>, мощность коры – примерно 12 км, глубина дна – 5.0-5.5 км. Мощность осадочного слоя изменяется в пределах 0.4-1.0 км. В районе сейсмическими исследованиями обнаружена обширная зона изоклинальной складчатости (Илюхин и др., 1984). Стратиграфический диапазон смятых пород – верхний мел – палеоген, возраст складчатости – 50-70 млн л. В ослабленном виде дислокации повторились в верхнем неогене. Налицо геологическое явление, не встречающееся в обычных океанских котловинах, при утолщении слоя и повторении смятия возможен динамометаморфизм толщи.

Оба приведенных примера могут лишь указывать на возможное направление поисков решения задачи, которая в настоящее время поставлена лишь в самом общем виде.

## **ВЫВОДЫ**

В целом можно констатировать, что применение адвекционно-полиморфной гипотезы для описания глубинных процессов в океанах прошло достаточно успешно. Их прогнозируемые последствия согласуются без подбора параметров с основными геологическими и геофизическими данными. Однако количество и качество имеющейся информации пока существенно отстает от уровня, достигнутого на континентах. Поэтому не исключено, что при появлении новых данных (прежде всего – геологических) возможен пересмотр некоторых элементов моделей глубинного теплопереноса в океанах. В частности, заметной конкретизации его хода добиться при использовании специально построенных скоростных моделей верхней мантии океанов, несмотря на их упрощенный (осредненный) вид.

## 10. ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Явления сейсмичности рассматриваются в разделе с точки зрения адвекционно-полиморфной гипотезы на фоне сведений о параметрах среды. Эти подходы не перекрываются, многие приводимые соображения могут быть использованы и вне представлений АПГ. Прежде всего, речь идет о приуроченности землетрясений к зонам современной активизации (СА) и океанизации. Выделение этих типов эндогенных режимов относительно подробно рассмотрено в (Gordienko, 2016a,b). Здесь уместно привести некоторые сведения о глубинном процессе и отвечающие ему тепловые модели тектоносферы, необходимые для понимания механизмов сейсмичности.

Зоны СА широко распространены на континентах и океанах, в океанических котловинах. Молодые активные процессы в зонах океанизации и на срединно-океанических хребтах – составная часть этих эндогенных режимов. На доальпийских платформах континентов подъем мантийного вещества начинается из глубинного источника у подошвы верхней мантии, оно поступает непосредственно под кору или образует промежуточный очаг на глубине около 200 км. В альпидах континентов и регионах океанов как источник используется сравнительно неглубокая астеносфера конечного этапа развития геосинклинали, рифтогенеза (срединно-океанических хребтов) или океанизации. Распространенный вариант – начало активизации несколько млн л. назад, но нередко можно встретить и более «старые» активизации, продолжающиеся последние 10-20 млн л. Вполне вероятно, что здесь тепломассоперенос в верхней тектоносфере происходил неоднократно, но эта проблема практически не изучена.

Из подкоровой перегретой области частично расплавленное вещество выносится на континентах в кору в интервал глубин 30-40 км (занимает около половины объема) и 20-30 км (четверть объема). Под кору опускаются эклогитизированные блоки основных пород. Нагрев коры «размораживает» реакцию эклогитизации, быстрому течению которой способствуют флюиды. Они принесены мантийными выплавками и образовались при частичном плавлении пород амфиболитовой фации метаморфизма. Темп преобразований вполне может достигать (Королюк и др., 2004) нужной величины – изменения минералогии за  $10^5$  лет при размере зерна 0,05 мм. На океанах внедрения происходят в преобразованную кору (Gordienko, 2016b), по уровню скоростей сейсмических волн мало отличимую от верхних горизонтов мантии. Количество перенесенного вещества тут определить еще не удастся.

Добавим к краткому описанию глубинного процесса СА тепловые модели тектоносферы, отвечающие современной активизации континентальных регионов (Gordienko, 2016a) (рис. 1). Температуры в верхней мантии под некоторыми другими регионами приведены ниже.

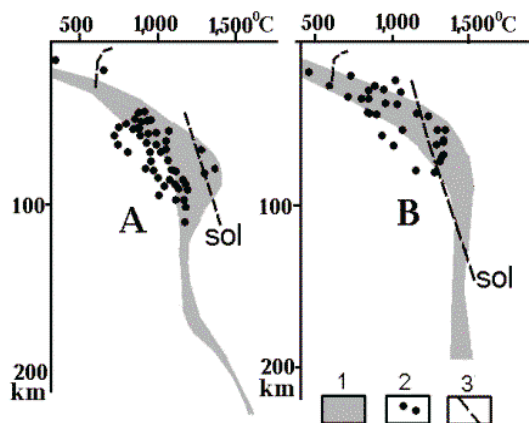


Рис. 1. Тепловые модели тектоносфер активизированных регионов. А – докембрийской платформы, В – альпийской геосинклинали.

1 – области расчетных температур – Т (в случае платформы – в диапазоне от центра зоны СА шириной 60 км до ее периферии, для геосинклинали учтены и обычные для альпид вариации возраста процесса), 2 – экспериментальные данные (А – Чешский массив, Алдан, Витим, В – Камчатка, Апеннины, Кавказ), 3 – солидус мантийных перидотитов, в А и В в верхних частях разрезов показан солидус коровых пород амфиболитовой фации метаморфизма.

Для анализа привлекались данные о сейсмичности территории Украины и соседних стран, а также информация о землетрясениях Тихоокеанского активного кольца. В первом случае речь идет почти исключительно о коровых землетрясениях и небольших энергетических классах. Во втором – также и о событиях большей глубинности и энергетических классов.

Но вначале рассматриваются характеристики среды, что позволяет более обоснованно говорить о природе явления.

## ПРОЧНОСТЬ НА СДВИГ И УДЕЛЬНАЯ УПРУГАЯ ЭНЕРГОЕМКОСТЬ

Значительная информация, используемая для определения этих параметров, имеется только в коре. Сведения о сейсмичности Украины дают возможность определить, о каких ее частях идет речь.

За пределами Украины, но сравнительно недалеко от ее территории, локально распространены (Вранча в Румынии и Карцаг в Венгрии) глубины гипоцентров до 150-200 км (U.S., International...). Приведенные данные (рис. 2) показывают, что практически все землетрясения приурочены к зонам СА и следует ориентироваться на уровни коровых глубин 5-10 и 20-25 км. На территории, где распространены сравнительно глубокие гипоцентры, встречаются и более мелкие. Наиболее распространенный энергетический класс землетрясений – 9.0-9.5.

В работе (Крылов и др., 1996) предложен вариант изучения условий накопления энергии, проявляющейся в землетрясениях, в виде расчета удельной упругой энергоёмкости коровых блоков. Она определяется как  $w = \tau^2/2G = \tau^2/2\sigma V_s^2$ , где  $\tau$  – прочность на сдвиг (разрушающее касательное напряжение), сама по себе представляющая интерес в качестве характеристики сейсмогенерирующей среды,  $G$  – модуль сдвига,  $\sigma$  – плотность,  $V_s$  – скорость поперечных сейсмических волн. Параметр  $w$  («потенциальная упругая энергия, которая накапливается в единичном объеме среды в результате ее сдвигового деформирования вплоть до момента разрушения» (Крылов и др., 1996, р. 57) на первый взгляд не может отражать всей сложности процесса наращивания сейсмогенерирующих напряжений. Представляется, что его нельзя напрямую сравнивать с реальными источниками напряжений и таким образом определять время накопления предельной энергии из-за отсутствия учета релаксации. Во всяком случае, оценки удельной упругой энергоёмкости могут быть интересны в качестве предельного значения реального энергосодержания.

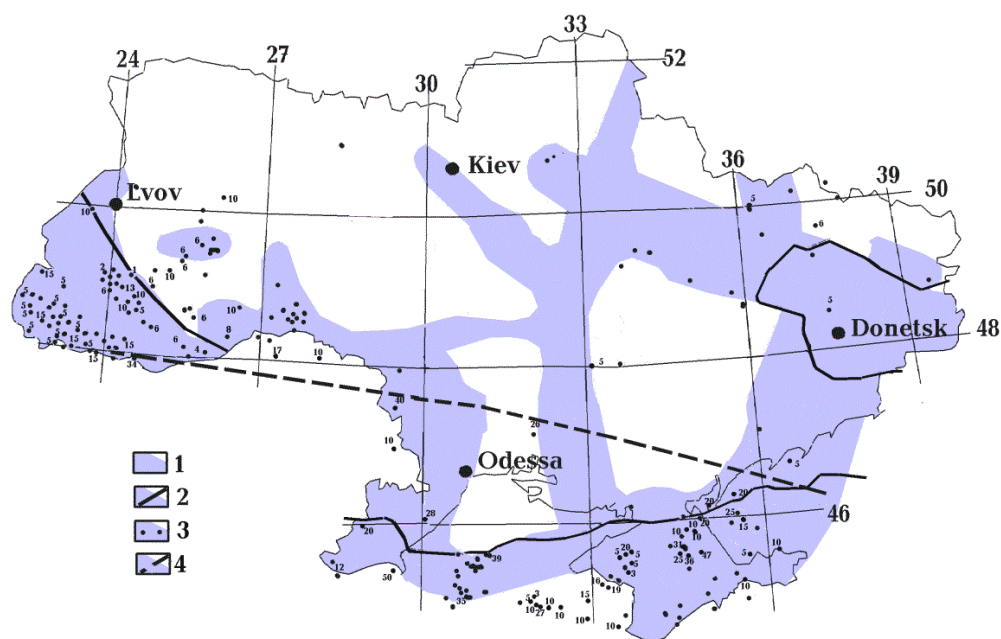


Рис. 2. Землетрясения на территории Украины (Андрущенко и др., 2009, ГРАНИТ..., 2002, Надежка и др., 2008, Сафронов, 2005, Савко и др., 2008 и др.).

1 – зоны современной активизации, 2 – границы фанерозойских геосинклиналей, 3 – эпицентры землетрясений, 4 – граница областей со средними глубинами эпицентров 7,5 км (севернее границы) и 22,5 км (южнее).

Поскольку плотность пород коры часто устанавливается по сведениям о скорости распространения сейсмических волн, можно заменить ее в формуле расчета  $w$  соответствующим выражением, сведя всю исходную информацию к  $\tau$  и  $V$ . В нашем случае это

рационально, так как пересчет скорости в плотность выполняется для небольших глубин и температурных аномалий.

На рис. 3 показаны величины  $\tau$  для коровых пород при различных температурах.

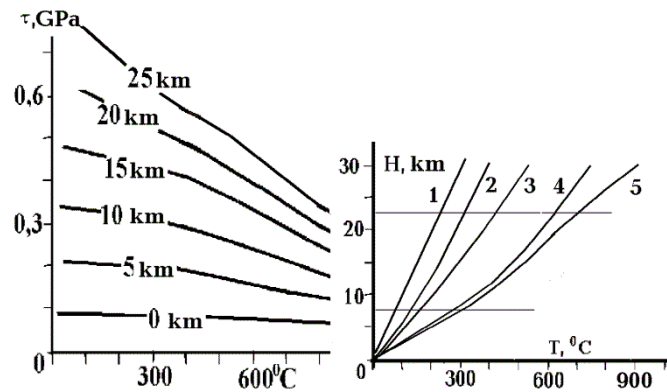


Рис. 3. Зависимость прочности на сдвиг от РТ-условий (Справочник..., 1969, Крылов и др., 1996, Петрофизика..., 1992, Физические..., 1984) и оценки распределений температур в коре платформ и центральных частей зон современной активизации (Гордиенко и др., 2016 и др.)

1,2 – платформа (1 – пониженная теплогенерация коровых пород, 2 – нормальная), 3,4 – зона активизации (3- окраина, 4 – центр, 5 – максимально прогретая часть зоны активизации альпийской геосинклинали, конкретно - Закарпатский прогиб).

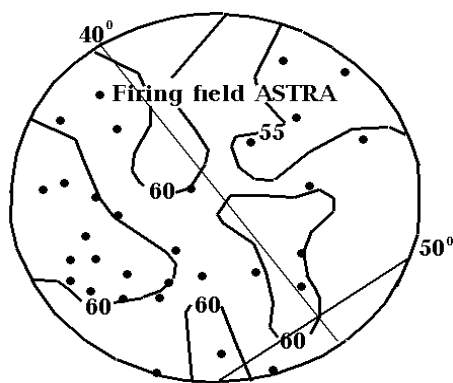


Рис. 4. Распределение  $K$  (в  $\text{г}\cdot\text{см}^{-3}\cdot\text{км}^2\cdot\text{с}^{-2}$ ) в слое с глубинами кровли и подошвы 6 и 9 км (изолинии) по (ГРАНИТ..., 2002) на полигоне АСТРА и эпицентры землетрясений (ГРАНИТ..., 2002, Надежка и др., 2008, Савко и др., 2008) (точки).

Очевидна преимущественная связь параметра с давлением (глубиной), зависимость от температуры представляется менее значительной на небольшой глубине. Для 7.5 км можно ограничиться одной величиной  $\tau = 0.27 \pm 0.01$  ГПа. Но на 22.5 км различия уже заметны, особенно если учесть повышенный прогрев в зоне современной активизации Закарпатского прогиба (примерно до  $700^{\circ}\text{C}$ ) и заметно более низкие по сравнению с нормальными (примерно на  $50-70^{\circ}\text{C}$ )  $T$  в зонах с пониженной теплогенерацией на платформе. На этой глубине прочность может варьировать в пределах 0.37-0.60 ГПа. Квадраты этих величин различаются около 2.6 раз. Конкретные значения: платформа с пониженной теплогенерацией пород – 0.60, с нормальной – 0.56, на краю зоны СА – 0.52, в центре – 0.42, в Закарпатском прогибе – 0.37 ГПа.

Кроме прочности на сдвиг используется еще одна характеристика среды – модуль упругости:  $K = \sigma(V_p^2 - 1.33V_s^2)$  (Сейсморазведка, 1981). В нашем случае (при  $V_p/V_s = 1.74$ )  $K = 0.56 \cdot \sigma \cdot V_p^2 = 0.85 \cdot \tau^2 \cdot w^{-1}$ . В работе (ГРАНИТ..., 2002) на основании данных по полигону АСТРА сделан вывод о приуроченности очагов землетрясений к зонам с высоким значением модуля упругости. Т.е. при одной величине  $\tau$  (на одной глубине) максимум модуля упругости отвечает минимуму удельной энергоёмкости.

Такое заключение представляется не очень обоснованным даже по материалу, приведенному в монографии (ГРАНИТ..., 2002). Если использовать большее количество данных, привлекая все эпицентры землетрясений, известные в настоящее время, уверенно обнаружим отсутствие такой приуроченности (рис. 4). По крайней мере - для имеющейся изменчивости параметра.

Значения плотности коровых пород, рассчитанные по скорости сейсмических волн, приведены в работе (Гордиенко, 1999, 2000). Эта модель не учитывает некоторых эффектов, привлечение которых необходимо для точного расчета гравитационного поля (Гордиенко и др., 2005), что в данном случае несущественно. На глубинах 7.5 и 22.5 км плотность варьирует вполне заметно, изменения есть смысл принять во внимание (рис. 5А).

Скорости поперечных сейсмических волн в земной коре Украины изучены гораздо меньше, чем продольных. Значения  $V_s$  можно определить по величинам скорости продольных волн, используя соотношение  $V_p/V_s$ . Ранее оно было установлено в виде средней величины для имеющихся на Украине определений (Гордиенко и др., 2011) – 1.76. В южной части Воронежского массива на полигоне АСТРА и на российской части геотраверса ГРАНИТ по данным землетрясений (ГРАНИТ..., 2002, Надежка и др., 2008, Савко и др., 2008) значение

$V_p/V_s$  составляет в среднем около 1.70-1.72. При использовании величины 1.74 ошибка, скорее всего, будет несущественной.

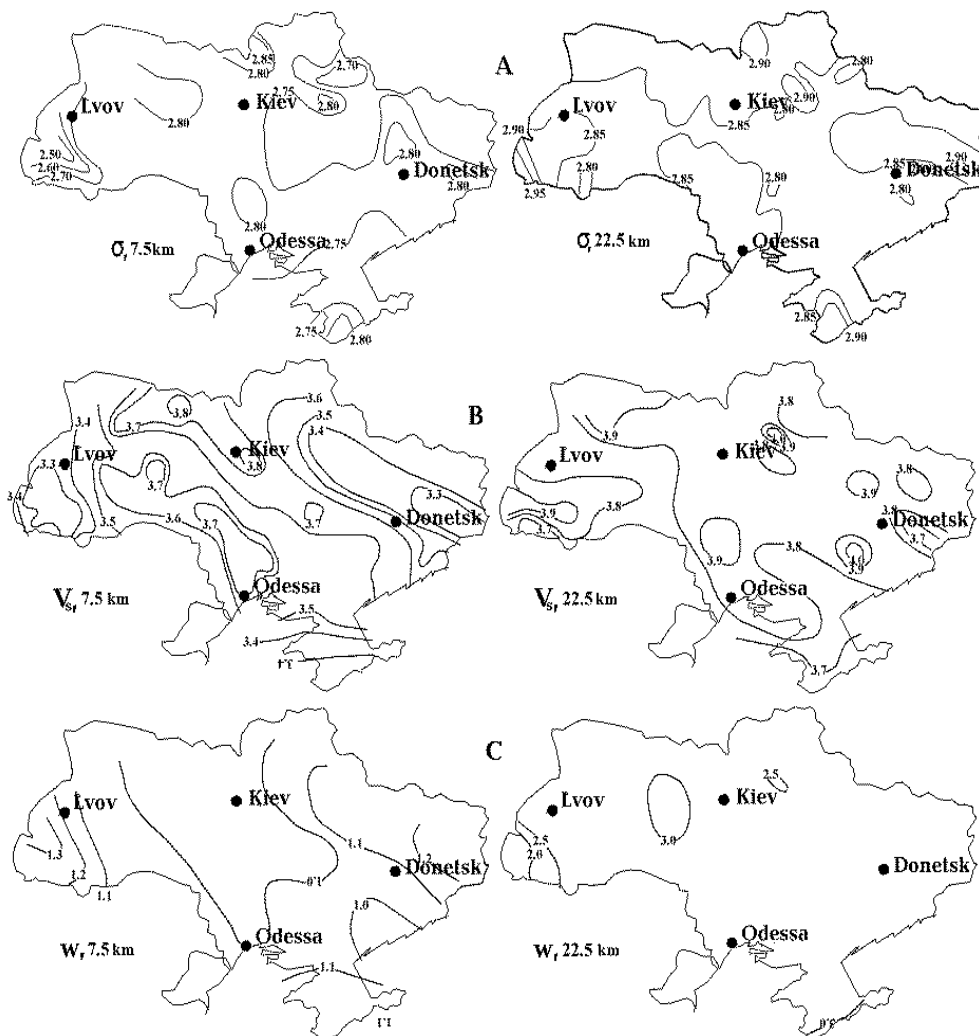


Рис. 5. Распределение на глубинах 7.5 и 22.5 км плотности пород (в  $\text{г/см}^3$ ) (А), скорости поперечных сейсмических волн (в  $\text{км/сек}$ ) (В), удельной упругой энергоёмкости (в  $10^6 \text{ Дж/м}^3$ ) (С) для территории Украины.

Вариации рассчитанных скоростей поперечных сейсмических волн на рассматриваемых глубинах сопоставимы – 0.3-0.5  $\text{км/сек}$ . Их распределение приведено на рис. 5В. Результаты расчета удельной упругой энергоёмкости на соответствующих глубинах иллюстрирует рис. 5С.

Искомый параметр оказывается довольно стабильным на каждой из глубин, его изменения с глубиной и температурой не очень значительны. Сведений о  $\tau$ , позволяющих определить величину  $w$  для верхней мантии, недостаточно. Но довольно обоснованно можно предположить, что при больших температурах для всех кристаллических пород прочность на сдвиг не превышает рассмотренных выше величин. Тогда удельная упругая энергоёмкость должна быть на уровне  $10^6 \text{ Дж/м}^3$ , т.е. не выше коровой.

### ВЯЗКОСТЬ И ВРЕМЕНА РЕЛАКСАЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ

При рассмотрении тепломассопереноса в тектоносфере учет вязкости (как правило – динамической -  $\eta$ ) представляется принципиально важным. Поэтому автор неоднократно обращался к различным методам ее оценки в течение примерно 40 лет (Гордиенко, 1975, 1998, 2012 и др.), используя литературные данные и элементы разрабатываемой в тот же период адвекционно-полиморфной гипотезы. В последнее время появилось много новых результатов экспериментов и расчетов, позволяющих учесть влияние на вязкость состава пород, размера зёрен, температуры, давления, дифференциальных напряжений, расплава и флюида, скорости деформации, вибрации и пр.. По-новому могут быть оценены и многие давно известные



данные. Произошли и некоторые изменения в представлениях автора о перемещениях вещества в ходе активных фаз геологической истории. Есть смысл дополнить использовавшиеся прежде оценки вязкости, которые были ограничены практически только диффузионной составляющей, т.е. расчет был ориентирован на максимальную величину  $\eta$ .

Все последующие рассуждения предполагают правильность высказанного в работе (Varnhoorn et al., 2011) представления о сверхпластической деформации, основа которой – зернограничное скольжение в сочетании с диффузной аккомодацией. Конечно, нельзя полностью исключать и влияние внутризерновых дислокаций. Такая конструкция заставляет обратиться прежде всего к экспериментальным данным. Таковыми ниже считались сведения из двух источников: 1. результаты оценки вязкости среды по информации о смещениях поверхности после снятия ледниковой нагрузки или крупного землетрясения; 2. результаты лабораторных экспериментов в доступном интервале скоростей деформации и соответствующих дифференциальных напряжений. При использовании последних экстраполяция параметров в область геологически реальных проводилась по обычным выражениям для вязкости (Теркот и др., 1985 и др.). Используемые в настоящее время уравнения «...моделируют реологические свойства мантийного субстрата, который при низких напряжениях характеризуется диффузионной ползучестью, а при высоких – дислокационной». (Теркот и др., 1985, р. 542). “Хотя понимать реологию мантии весьма важно, для построения качественно верной картины течения в мантии нет особой необходимости различать реологические уравнения с  $n = 1$  и  $n = 3$ . ...с точки зрения влияния на мантийные течения намного более существенной является одинаковая для обоих видов ползучести зависимость коэффициента вязкости от температуры и давления, а не та или иная возможная зависимость от напряжения” (Теркот и др., 1985, р. 536).

По работам, анализирующим многие стороны проблемы (Bürgmann et al., 2008, Gerya, 2010, Полухин, 1982, Теркот и др., 1985 и др.), можно наметить последовательность учета факторов, влияющих на результат предпринимаемой работы. Имеется в виду вначале закрепить параметры среды, вариации которых маловероятны или мало изучены, затем – перейти к изученным лучше и по-разному проявляющимся в разных интервалах глубин. В качестве результата получена модель распределения вязкости в верхней мантии неактивной докембрийской платформы, намечены значения параметра для коры и переходной зоны к нижней мантии. Также рассмотрен способ учета на различных глубинах верхней мантии изменения условий при подготовке и в ходе активного процесса теплопереноса.

Рассмотренные данные позволяют провести вычисления значений  $Ig\eta$  для мантии в регионах с разными эндогенными режимами. Для этого использованы тепловые модели, построенные в связи с представлениями АПГ (Гордиенко, 2012 и др.). По этим регионам подобраны скоростные модели верхней мантии из работ (Гордиенко, 2012, 2016b, Gordienko et al., 2016 и др.) – рис. 6. Это дополнение сделано для возможности оценки качества расчетов путем сравнения независимо определяемых параметров: вязкости и скорости (см. ниже).

Включение в расчет модели распределения температуры и вязкости в регионе, где только предстоит геосинклинальная активизация, сделано для рассмотрения условий начала процесса теплопереноса.

Еще одно замечание по поводу данных, приведенных на рис. 6. Для глубины 50 км под океанической котловиной использована температура (соответственно - расчетная вязкость), отличающаяся от приведенной в работе (Gordienko et al., 2016). В этом случае зафиксировано расхождение между экспериментальным и расчетным значениями  $V_p$  для этой глубины. Оно объяснялось неучетом в тепловой модели современной активизации на большей части изученных котловин в Атлантическом и Тихом океанах. Процесс сопровождался магматизмом из очагов на глубинах от нескольких десятков до 70-80 км. Соответственно расчетные скорости оказывались завышенными. При дополнении глубинного процесса элементом активизации экспериментальные и расчетные скорости продольных сейсмических волн уравнились.

Для полноты картины необходимо упомянуть еще один фактор влияния на эффективную вязкость - сейсмичность. Термин «эффективная» здесь использован потому, что нет уверенности в совпадении механизмов смещений в условиях наличия и отсутствия землетрясений.

В принципе относительные перемещения элементов геологической среды присутствуют всегда, достаточно напомнить о ежедневных «неидеальноупругих» твердых приливах. Считается, что при длительностях процессов  $1-10^4$  sec мантия ведет себя практически как упругое тело (Теркот и др., 1985). Но если влияние приливов на вязкость и имеется, то оно

косвенным образом учитывается в экспериментальных данных первого рода (см. выше). Ситуация с землетрясениями иная (Bürgmann, 2008, Freed et al., 2006a,b). Это наглядно демонстрирует сильное (магнитудой 7.9, с глубиной гипоцентра около 50 км) землетрясение в южной части Аляски. Вскоре после него происходит существенное понижение вязкости – до 2.0-2.5 порядков, которое сохраняет заметный уровень в течение первых лет. Это, конечно, не геологический масштаб времени, но на Аляске и в других активных районах землетрясения происходят часто, пусть и не столь интенсивные. В южной полосе региона за 50 лет произошло 75 землетрясений магнитудой 5 и выше. Гипоцентры располагались на глубинах 1-128 км. Три из них были особенно интенсивными, с магнитудами 9.3, 7.1 и 7.9.

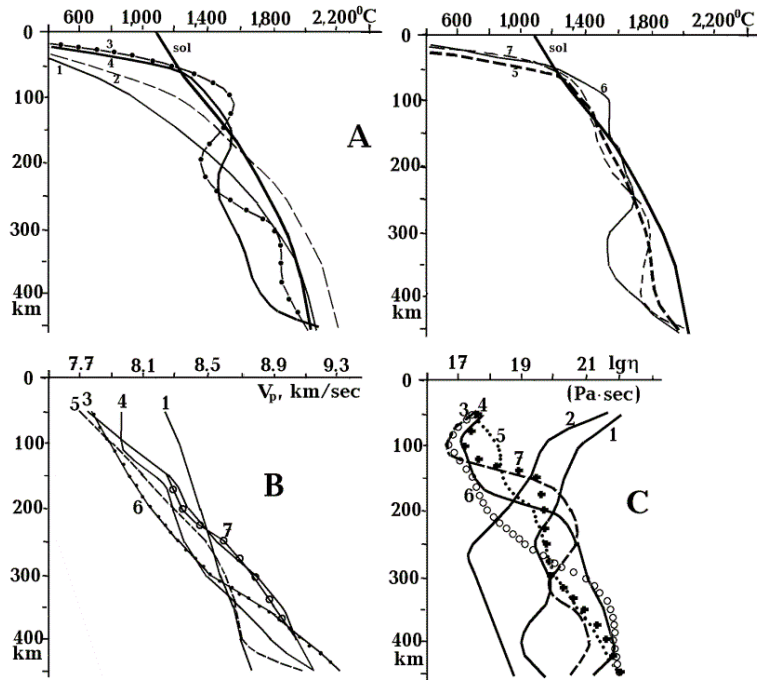


Рис. 6. Распределения в верхней мантии: А – температуры, В – скорости продольных сейсмических волн, С – вязкости для различных регионов континентов и океанов.

sol – температура плавления мантийных пород (Гордиенко, 2017).

1 – неактивизированная докембрийская платформа, 2 – температура и вязкость в мантии перед началом геосинклинального процесса, 3 – альпийская геосинклиналь, 4 – молодой континентальный рифт, 5 – океанская котловина, 6 – срединно-океанический хребет, 7 – задуговая впадина.

Примеров изменений вязкости в связи с землетрясениями можно привести уже довольно много, хотя в других регионах это явление менее подробно изучено. Например, после сильного землетрясения у берегов Явы вязкость изменилась от длительно фиксировавшейся до него на уровне  $5 \cdot 10^{19}$  до  $5 \cdot 10^{17}$  Pa·sec (Bürgmann, 2008).

Имеющиеся данные позволяют оценить значения вязкости по конкретным скоростным разрезам верхней мантии. Необходимо делать это отдельно для скоростей выше и ниже платформенных. Соответствующие линейные зависимости в изученном диапазоне параметров выглядят так:  $\Delta \lg \eta = 1 + 2.5 \Delta V_p$  при  $\Delta V_p > 0$  и  $\Delta \lg \eta = 1 - 14.2 \Delta V_p$  при  $\Delta V_p < 0$ . Отраженные гистограммой (рис. 7) отклонения значений  $\Delta \lg \eta$  от осредняющей линии составляют в среднем 0.9, т.е. вязкость определяется с ошибкой примерно в 8 раз. Гистограмма резко не отличается от отвечающей нормальному распределению. Величина разброса выглядит вполне естественно, поскольку различия между значениями скорости продольных сейсмических волн по экспериментальным и расчетным (по температуре мантии) данным - около  $\pm 0.11$  км/сек. В случае равенства ошибок каждого из методов они составляют около 0.07-0.08 км/сек, что эквивалентно разбросу значений  $\Delta \lg \eta$  около  $0.6 \pm 0.6$  только из-за неточности  $\Delta V_p$ . Судя по имеющимся данным, сопоставимая погрешность может быть обеспечена ошибками в базовой вязкостной модели мантии платформы. Прежде всего это касается неопределенности в оценке влияния на вязкость частичного плавления мантийных пород.

Для определения вязкости в изучаемом регионе устанавливаются аномалии скорости по отношению к платформенным и внесением соответствующих поправок создается распределение  $\eta$  по глубине (рис. 7).

Кора (Chen, 2007, Dimanov et al., 2000, 2005, Kenner et al., 2003, Wang, 2007 и др.) непосредственно над разделом М имеет вязкость примерно на порядок меньше, чем мантия под ним, т.е. практически при тех же давлениях и температурах. В отсутствие осадочного слоя вязкость приповерхностных кристаллических пород на 2.5 порядка выше, чем образований низов коры. В платформенной консолидированной коре щитов  $\lg \eta$  сокращается с глубиной от

23 до 20.5. В осадочном слое мощностью примерно до 10 км (Гордиенко, 2012 и др.) вязкость ниже, чем в более глубокой части коры. Флиш (средний по вязкости элемент осадочного слоя) имеет  $\lg\eta$  на уровне 17. Примерно к 10 км вязкость, вероятно, достигает значений, характерных для кристаллических пород при соответствующей температуре. Исключения представлены молодыми породами, геологически очень быстро сформировавшими мощный осадочный слой и еще не прошедшими значительного катагенеза.

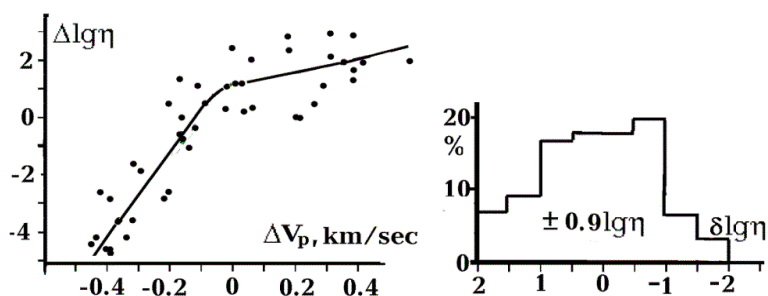


Рис. 7. Корреляция аномалий вязкости и скорости продольных сейсмических волн в мантии разных регионов (по отношению к значениям этих параметров в мантии докембрийской платформы) и гистограмма распределения отклонений вязкости от выявленных линейных связей.

Переходная зона между верхней и нижней мантией представлена породами с вязкостью на 3 порядка больше, чем характерная для расположенных выше образований (Bürgmann et al., 2008 и др.). При всех активных процессах здесь не достигается температура солидуса, поэтому уже на небольшой глубине под кровлей вязкость достигает  $10^{24}$  Па·с и продолжает увеличиваться книзу.

Определяющим для анализа условий накопления энергии, которая используется землетрясениями, является время релаксации напряжений ( $t$ ) в упруго-вязкой среде. Обычно оно устанавливается как  $t = \eta/G$ .

По свойствам пород на глубинах коры и мантии рассчитана величина  $G = 2\sigma \cdot V_s^2$ , она составляет около  $10^{11}$  Па. По результатам лабораторных измерений для типичных кристаллических пород верхней части коры (Справочник ..., 1969 и др.) получаем примерно такую же величину. Конечно, это значение характеризуют совершенно другой диапазон скоростей деформации, чем использованный при определении вязкости пород. Автору неизвестны данные о зависимости  $G$  от скорости деформации. В тектонофизических расчетах используется значение около  $10^{10}$  Па (Гзовский, 1975), т.е. радикального изменения величины модуля не предусмотрено. Поэтому не исключено, что время релаксации (даже при минимальном  $G$ ) для определенных выше значений  $\eta$  в мантии составляет  $10^2$ - $10^5$  лет. Величины  $t$  очень незначительны, особенно в областях коры и мантии с  $T$  выше солидуса. Кстати, АПГ предполагает повсеместное превышение солидуса на глубинах около 700-1,000 км. Это объясняет отсутствие землетрясений в данном интервале глубин (Гордиенко и др., 2011б).

Ранее автор предполагал, что источником землетрясений могут быть напряжения, вызванные изменениями температуры в зонах СА (Гордиенко, 1998 и др.). Полученные данные ограничивают интервал глубин, в котором такие события возможны, верхней частью коры.

### УДЕЛЬНАЯ УПРУГАЯ ЭНЕРГОЕМКОСТЬ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОМЕНТ

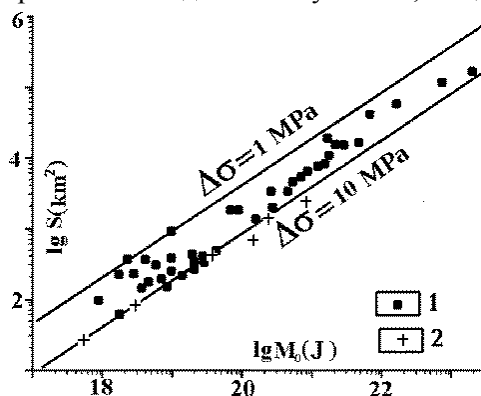
Энергетические классы землетрясений Украины (Сафронов, 2005 и др.) позволяют установить типичную энергию сотрясений, выделяемую при этих событиях, как  $10^{9-4}$  Дж. Далее используются упрощенные выражения для энергетического класса и сейсмического момента ( $M_0$ ), определяемых по магнитуде  $K = 1.6M + 4.6$ ,  $\lg M_0 = 12 + M$ . При реальной величине объемов вещества коры или мантии, в которых снимаются напряжения, на создание колебаний нужна энергия на много порядков меньше, чем может быть запасено при выявленной упругой энергоемкости. Можно посчитать, что для землетрясения достаточно накопления в среде очень маленьких напряжений (на уровне 0.1 Па). Но такая величина слишком далека от реальной прочности горных пород. На глубинах порядка 10 км в зонах современной активизации вблизи недавних вторжений перегретого материала температура может измениться на  $1-10^0$ С за 0.1 млн л. Расчет показал (Гордиенко, 2012): изменение температуры на  $1^0$ С генерирует

напряжения на уровне 1 МПа. Для нагревания на 1<sup>0</sup>С объема пород при реальной объемной теплоемкости необходимо не менее  $2.5 \cdot 10^6$  Дж/м<sup>3</sup>. Часть этой энергии, перешедшая в упругие напряжения, должна быть вполне сопоставимой с такой величиной.

Обратимся к данным о сильных и хорошо изученных землетрясениях. Одно из них с магнитудой 6.5 состоялось в Паркфилде (Калифорния) в 1966г (Аки, 1975, Яновская, 2006 и др.). Используя разные формулы оценки энергетического класса по (Аки, 1975, Рихтер, 1963, Яновская, 2006 и др.) получим величину сейсмической энергии  $2 \cdot 10^{15}$  Дж. Отклонения отдельных значений от среднего составляют примерно 5 раз, что типично для таких вычислений (Аки, 1975). Детально изученное распределение афтершоков позволило определить объем источника как  $40 \times 10 \times 2$  км ( $0.8 \cdot 10^{12}$  м<sup>3</sup>), т.е. концентрация энергии (перешедшей при разрушении пород в сейсмическую) составила  $10^{3-4}$  Дж/м<sup>3</sup>. По имеющимся представлениям полная энергия образования разлома (разрушения пород) превышает возникающую при этом сейсмическую в 10-100 раз. Величину полной энергии дает возможность оценить сейсмический момент (Голицин, 2010, Капатоги, 1977, Яновская, 2006 и др.). Это произведение силы трения по всей плоскости (фактически – объему) образовавшейся зоны разрушения пород на величину смещения вдоль нее. Для землетрясения Паркфилд он составляет чуть больше  $10^{18}$  J, т.е. в указанном выше объеме выделилась сконцентрированная прежде упругая энергия с плотностью  $1.2 \cdot 10^6$  Дж/м<sup>3</sup>. Результат соответствует энергоемкости пород: зона разрыва расположена в интервале глубин примерно 2-12 км. Находит соответствие рассчитанной энергоемкости и снятое напряжение – 1-1.5 МПа, что эквивалентно  $1-1.5 \cdot 10^6$  Дж/м<sup>3</sup>. Примерно такие же данные можно привести по хорошо изученному Аляскинскому землетрясению 1964 г (Яновская, 2006 и др.).

Таким образом, в процессе смещения (частичного разрушения) блока пород, представляющего собой очаг землетрясения, используется вся энергия, которая может быть в нем запасена. Для неупругой релаксации напряжений просто нет места. Накопление напряжений должно произойти за очень короткий период, меньший, чем время релаксации.

Параметры изученных сильных землетрясений определяются все с большей достоверностью, что ведет к сужению их диапазона. С появлением более адекватных представлений о механизмах процессов в зоне перехода к нижней мантии (Калинин и др., 1988, Кусков, 1987, Burnley, 1989, Яновская, 2006 и др.) пересматривались и энергетические характеристики. Представления о площади образовавшегося разрыва и сейсмическом моменте применяются довольно условно, но для сравнимости всех данных используются. При таком



подходе все величины снимаемых напряжений оказываются в довольно узком диапазоне, фактически не превышающем обусловленного погрешностями расчета. Средняя величина близка к 3 МПа (Яновская, 2006).

Рис. 8. Связь сейсмического момента ( $M_0$ ) с площадью нарушения ( $S$ ) для землетрясений разного энергетического класса и глубинности.

Землетрясения: 1 – в разных регионах мира (Яновская, 2006), 2 – в зоне Вранча, Румыния (Heidbach et al., 2007).

Учет большего количества данных указывает скорее на 5-6 МПа (рис. 8). Можно предположить, что вычисленная величина энергоемкости ее уточняет для каждого места (РТ-условий и состава пород) накопления напряжений.

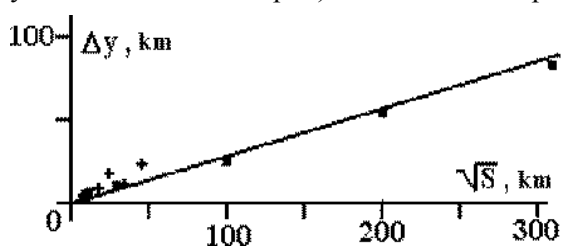


Рис.9. Расчетные величины  $\Delta y$  для различных  $\sqrt{S}$  сильных землетрясений. Кресты – данные для зоны Вранча.

Если вариации энергоемкости в очагах сильных землетрясений невелики, приведенные выше данные (рис. 8) позволяют оценить ширину очага (рис. 9). Имеется в виду, что он обладает длиной  $\Delta x$  (вытянутость по горизонтали), глубиной  $\Delta z$  (перепад  $z$  между кровлей и подошвой) и шириной  $\Delta y$  (меньший размер по

горизонтали). Расчет показал (Рис. 9), что ширина составляет десятки км. Для соседней с Украиной зоны Вранча снимаемые напряжения близки к 10 МПа (рис. 8). Это значение позволяет приблизить связь длины и ширины очага к обычной для других событий (рис. 9).

Такой очаг мало похож на плоскость разлома, речь идет скорее об объеме с сопоставимыми  $\Delta u$  и  $\Delta z$ . Смещения ( $h$ ) блока, вызывающие землетрясения, определяемые для глубоких событий как  $h = M_0 / G \cdot S$ , составляют порядка метра, что согласуется с наблюдаемыми величинами для очагов, выходящих на поверхность. Для среднеглубинных землетрясений зоны Вранча (90-150 км) смещения составляют 0.3-3.0 м (Heidbach et al., 2007).

### ПРИЧИНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА МАЛЫХ И СРЕДНИХ ГЛУБИНАХ

Выше отмечена сейсмичность, связанная с термоупругими напряжениями в верхней коре (Гордиенко, 1998 и др.). На больших глубинах в качестве наиболее распространенных источников сейсмичности следует признать быстрые изменения плотности, создающие напряжения выше прочности пород. Исключением из этого класса событий представляются землетрясения, обусловленные перемещениями магм. Упомянем вначале некоторые из них.

В коре перемещения магм в значительной мере происходят по разломам, которые образуются в результате магморазрыва хрупких пород (при сравнительно низких температурах). Механизм довольно детально рассмотрен, например, в работе (Хазан, 2003) и представляется вполне реальным. Одним из практически изученных примеров такого механизма можно считать показанных на рис. 10.

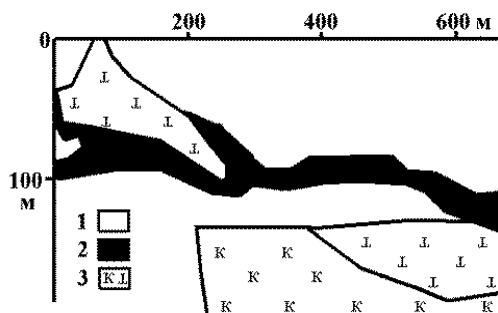


Рис. 10. Отторжение кратерной части кимберлитовой трубки Юбилейная в Якутии силлом долеритов (Перчук, 1997, с упрощениями).

Породы: 1 – вмещающие, 2 – долериты, 3 – фации кимберлита.

Видно, что силл долерита переместил оторванную часть кимберлитовой трубки Юбилейная на несколько сотен метров по горизонтали и на 35 м по вертикали. Весьма

вероятно, что такое движение сопровождалось землетрясением.

Множество очагов землетрясений фиксируются под вулканами Камчатки непосредственно перед извержениями (Славина и др., 2011) (рис. 11).

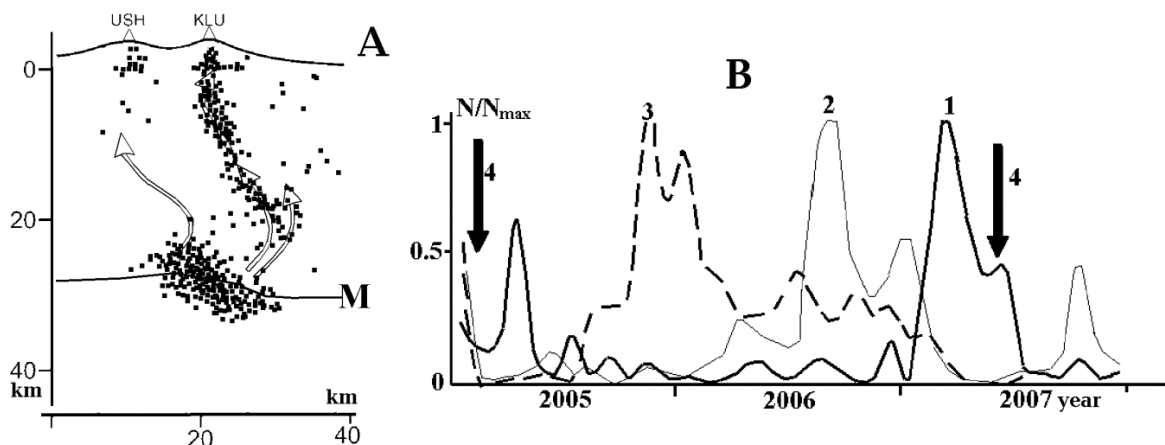


Рис. 11. А - гипоцентры землетрясений перед извержениями вулканов Ушковский и Ключевской (точки) на Камчатке и предполагаемые пути движения магмы (стрелки).

В - относительное количество очагов на разных глубинах в области Ключевского вулкана в 2005-2007 гг. Гипоцентры на глубинах: 1 – до 2 км, 2 – от 2 до 8 км, 3 – от 15 до 35 км, 4 – моменты вершинных извержений.

Не исключено, что по перемещению гипоцентров можно проследить движение магмы из средне-нижнекоревой астеносферы в верхнюю часть коры вплоть до приповерхностной камеры непосредственно перед извержением (Славина и др., 2011).

Упомянутую выше малую вероятность землетрясений термоупругой природы на всех глубинах кроме верхней коры не следует воспринимать как указание на отсутствие связи землетрясений с тепловыми аномалиями больших глубин. Эти возмущения в рифтах, геосинклиналях и зонах СА вызывают быстрые смещения на сотни и тысячи метров коромантийных блоков, в пределах которых и, особенно, на их границах возникают напряжения и разломы.

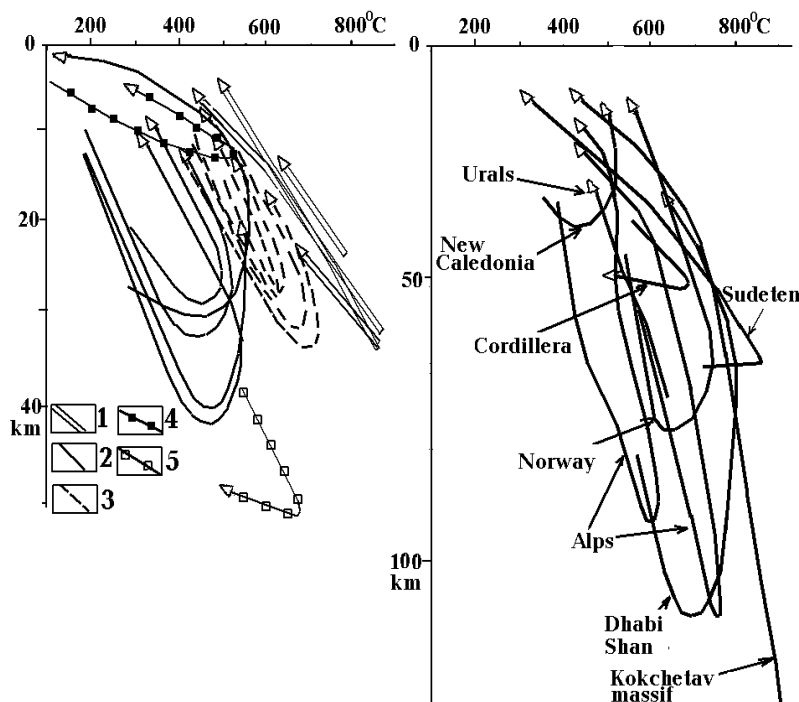


Рис. 12. Изменение РТ-условий нахождения коровых и мантийных пород

1 – древних платформ, 2 – окраин континентов и островных дуг, 3 – складчатых поясов (Перчук, 1997), 4 – месторождения золота Виктори, Австралия (Clark et al., 1988), 5 – эклогитов района Фаро, Аляска (Перчук и др., 2005).

В период действия СА (на завершающей стадии, начиная с первых 0.1млн л назад) используемая гипотеза предусматривает вторжение мантийных выделок в кору и погружение в мантию блоков эклогитизированных пород.

Мощность слоев собственно эклогита в их составе достигает 7-8 км при плотности (для нормальных РТ-условий около  $3.45 \text{ г/см}^3$ ). Ранее считалось (Глико и др., 1986 и др.), что в благоприятных условиях эклогитизация коровых пород происходит в течение примерно  $10^7$  лет. Последние исследования подобных преобразований указывают на весьма разнообразные отрезки времени в зависимости от размеров кристаллов (Королюк и др., 2004). При участии флюидов процесс может занять тысячи лет, т.е. вполне уложиться в завершающую стадию СА. Темп погружения по закону Стокса до глубины около 150 км обеспечивает ее достижение через 0.1 млн л, до глубины около 250 км – через 1-1.5 млн л. Дальнейшее погружение таких объектов представляется маловероятным из-за сокращения плотностного контраста с окружающей средой и недостаточности развиваемого давления для превышения прочности эффективно твердых пород. Исключение может быть для блоков существенно большего размера, чем указанный выше.

При прогреве погружившихся астенолитов и изменении их минералогии могут возникнуть возвратные движения в коре и в верхней мантии.

В коре активных (в настоящее время или в прошлом) регионов по минералогическим маркерам изучены очень значительные перемещения пород (Geyu, 2010, Перчук и др., 2005, Перчук, 1997, Clark et al., 1988 и др.). Они бывают довольно медленными, например, породы месторождения Виктори (Clark et al., 1988) двигались по траектории на рис. 12 примерно 90 млн л в раннем протерозое.

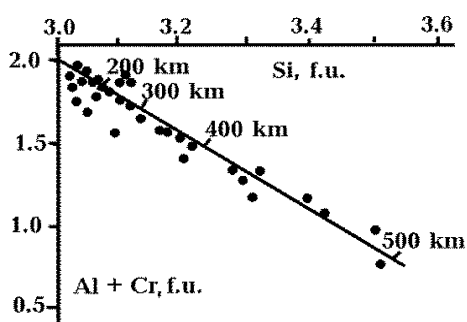


Рис. 13. Глубины образования мейджоритовых включений в алмазы, определенные по их составу, выраженному в формульных единицах (formula unit), рассчитанных на данное количество атомов О (Stachel, 2001, Taylor et al., 2004 и др.).

В других случаях фиксируются достаточно быстрые перемещения, происходящие за отрезки времени, близкие к определенному выше времени релаксации напряжений. В районе Фаро (Аляска)

расстояние в 16 км по вертикали порода прошла за 80 тыс. л (Перчук и др., 2005) (рис. 12). Поднятие пород пояса Лимпопо на 25-30 км произошло за 2 млн л (Перчук, 1997).

Представленные на рис. 12 данные вызывают ряд вопросов. В частности, если температуры в недрах платформ довольно неплохо соответствуют периодам активизации и прогрева, то в других регионах они на этапах опусканий лишь незначительно выше современные  $T$  платформ. И только на "обратном пути" приближаются к условиям в активизированных регионах. И все же намеченное этими исследованиями направление изучения достаточно быстрых движений пород может помочь пониманию природы сейсмичности.

Близкие по порядку величины перемещений обнаруживаются и геоморфологическими наблюдениями. Поднятие Памира за последние 20 тыс. лет происходит со скоростью 1.5 м за столетие. Скорость современного поднятия Тибета – 1м в столетие. Т.е. в этих районах за минимальное время релаксации происходят смещения, фиксируемые обычно при сильных землетрясениях.

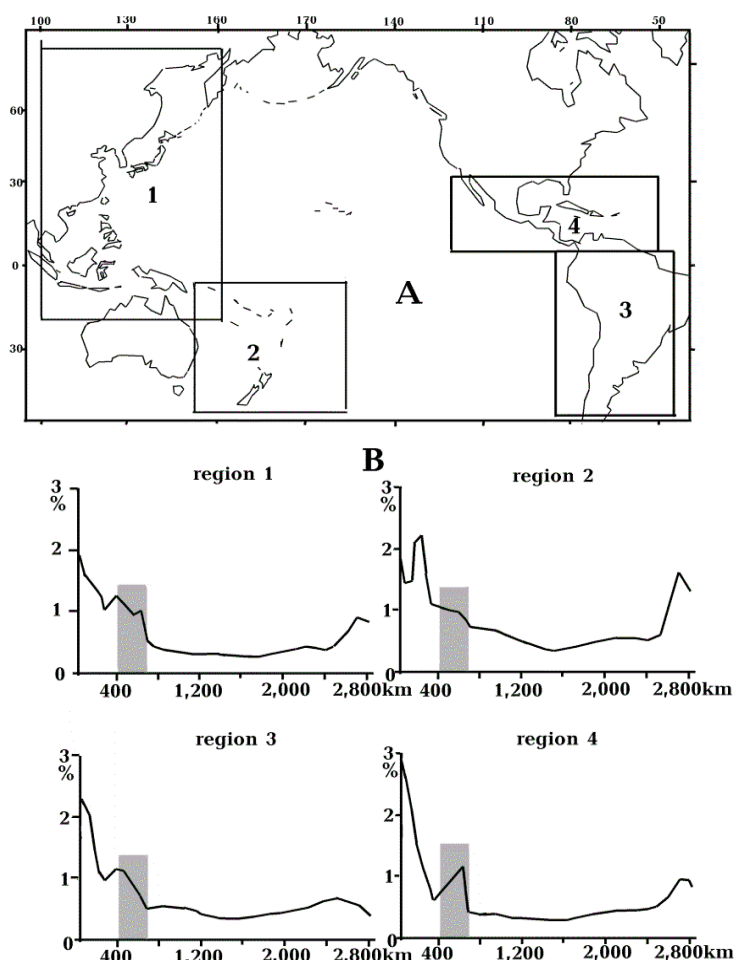


Рис. 14. Средние величины вариаций скорости сейсмических волн в мантии регионов 1-4 (в %). Серым цветом показан интервал глубин переходной зоны.

Приведенные выше амплитуды перемещений не максимальные из зафиксированных по петрологическим данным, есть и захватывающие значительную часть верхней мантии – рис. 13. Приводятся сведения о перемещениях вещества мантии в еще большем диапазоне глубин, но речь идет о мелких фрагментах, перенос которых, возможно, связан с магматизмом, а не движениями крупных блоков твердых пород.

Имеющиеся данные позволяют проследить перемещения до поверхности частиц вещества, «стартовавших» в низах верхней мантии и в переходной зоне. Достоверные признаки поступления вещества из нижней мантии не установлены (Иванов, 2010). Такой вывод

можно подтвердить сейсмологически. Например, в работе (Gu et al., 2003) представлена средняя изменчивость скоростей сейсмических волн в мантиях регионов, включающих наиболее контрастные по эндогенным режимам объекты: континенты, океаны и переходные зоны тихоокеанского типа (рис. 14).

Близкие результаты получены в работе (Fukao et al., 2001). В нижней мантии плотностные контрасты (судя по скоростным) составляют около  $0.01 \text{ г/см}^3$ , что в несколько раз меньше, чем в верхней. Вязкость в нижней мантии на 5-10 порядков больше. Трудно ожидать в этом интервале глубин заметных перемещений вещества. Согласно представлениям АПГ для этого отсутствуют и энергетические предпосылки.

К такому же выводу можно прийти при анализе приводимых в литературе наиболее интенсивных скоростных аномалий, выделенных ниже подошвы переходной зоны. Даже если

они достоверны, то их интенсивность недостаточна для фиксации объектов, способных к перемещению.

В породах эклогитизированных блоков коры, опускающихся на глубины до 250 км,  $V_p$  и  $\sigma$  превышают обычные для пород верхних горизонтов мантии, нагретой в ходе современной активизации. Меньший возраст процесса и меньшее погружение плотных блоков согласно представлениям Ж. Обуэна (Aubouin, 1965) о миграции активности должны быть характерны для внешних зон геосинклинали. Это обнаруживается, в частности, на примере Камчатки (рис. 15).

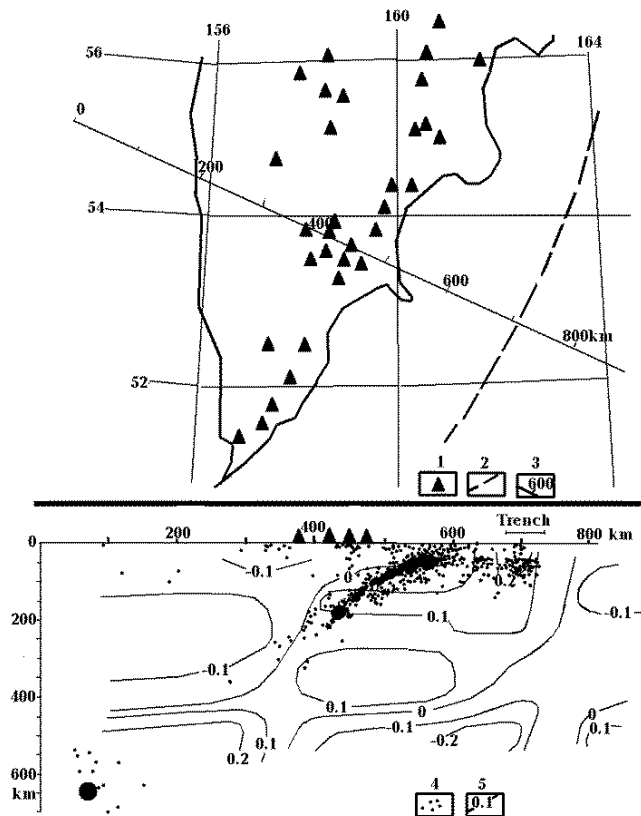


Рис. 15. Сопоставление расположения гипоцентров землетрясений со скоростным разрезом переходной зоны в районе Камчатки (Gordienko et al., 2016).

1 – вулканы, 2 – ось глубоководного желоба, 3 – профиль, вдоль которого построены скоростная модель и расположение гипоцентров, 4 – гипоцентры, 5 – изолинии аномальной скорости (км/сек).

Гипоцентры отобраны за последние 8 лет из полосы вдоль профиля шириной 60 км. Использованы данные по примерно 3,000 землетрясениям. При привлечении сведений за другие периоды времени и для иной ширины полосы сбора информации получают несколько отличные от показанных на рис. 15 распределения гипоцентров, но разница невелика, картина принципиально та же. Гипоцентры показаны одинаковыми значками без выделения событий разного энергетического класса. Исключение сделано для одного из максимально

глубоких (640 км) землетрясений, о котором речь пойдет ниже.

В качестве скоростного разреза использован монтаж из одномерных моделей для котловины, желоба, островной дуги и задуговой впадины. Аномальные величины отсчитаны от среднего значения  $V_p$  на каждой глубине. Конечно, полученный разрез из-за характера использованных данных сильно сглажен. Другие варианты, построенные для этого района с использованием разных методик (Гонтовая и др., 2009 и др.), обнаруживают более интенсивные аномалии. Предпочтение использованному разрезу было оказано в связи с большим охватом территории, позволяющим увидеть важные особенности общей картины.

Землетрясения с глубинами очагов до 250 км вполне могут быть объяснены опусканием эклогитизированных блоков коры, которое началось раньше в тыльных частях геосинклинали, там погружения успели достичь максимума. Во фронтальной части региона процесс стартовал недавно, погружения минимальны. Под Западной Камчаткой, где представлена активизированная эпикиммерийская или позднеальпийская плита, процесс, скорее всего, уже завершился, землетрясения редки. Причина для более глубоких землетрясений появляется только в переходной к нижней мантии зоне. Их гипоцентры отделены от менее глубоких значительным асейсмичным интервалом. Этот перерыв характерен для всех регионов, где встречаются очаги в зоне полиморфных преобразований.

На приведенном разрезе видны несоответствия реальной структуры верхней мантии и сейсмичности постулатам плитовой тектоники.

1. Приближающаяся к «зоне субдукции» океаническая плита оказывается не холодной и плотной, способной погрузиться под малоплотный край континента. По проявлениям магматизма, тепловому потоку, тепловой и скоростной моделям можно заключить, что здесь развита неглубокая астеносфера, плотность плиты значительно меньше, чем пород блока желоба.



2. По данным (Теркот и др., 1985) погружающаяся плита не может упруго изогнуться в соответствии с внешним склоном желоба. Нужный изгиб должен сопровождаться образованием непрерывно возобновляемой системы разломов, что ведет к интенсивной сейсмичности. На самом деле сейсмичность на внешней окраине желоба отсутствует или незначительна.

3. Расположение части фокальной зоны с максимальной концентрацией землетрясений не может отвечать поверхности плиты, начавшей погружение перед желобом: зона располагается на 100-150 км ближе к континенту. Такие же результаты получены и в других районах переходных зон тихоокеанского типа (U.S.... International...) (рис. 16).

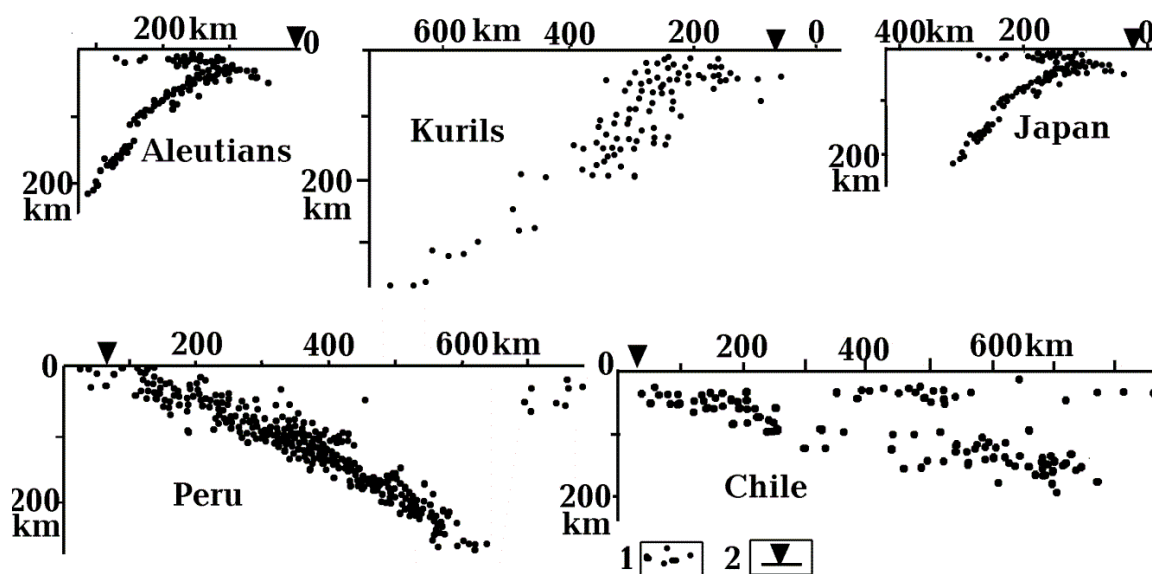


Рис. 16. Распределение гипоцентров мелко- и среднефокусных землетрясений в некоторых районах переходных зон Тихого океана.

1 – гипоцентры, 2 – оси глубоководных желобов.

4. «Окно» в фокальной зоне необъяснимо с точки зрения движения сплошной плиты, нижний край которой достиг переходной зоны от верхней мантии к нижней.

5. Некоторые полосы землетрясений максимальной глубинности пересекают островные дуги, что не согласуется с представлениями об их происхождении по плитовой тектонике. Одна часть погружающейся плиты генерирует землетрясения в слое перехода от верхней мантии к нижней, другая – нет (см. ниже).

Перечень несовпадений можно продолжать, но уже перечисленных достаточно для утверждения о несоответствии картины распределения аномальных скоростей и землетрясений положениям плитовой тектоники.

Процесс формирования блоков коры, способных к перемещению из-за изменения плотности, может охватывать и менее метаморфизованные слои нижней части коры, приводя к переходу габбро в гранатовые гранулиты, как это представлено в работе (Артюшков и др., 1996) для Предкарпатского прогиба в миоцене.

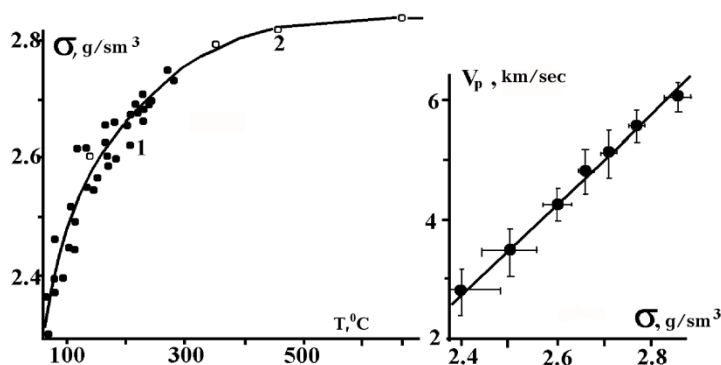


Рис. 17. Изменение плотности метапелитов с температурой и соответствующее изменение скорости сейсмических волн в породах.

1 - данные по единичным образцам, 2 - осредненные данные для групп образцов.

Еще один из возможных вариантов возникновения

плотностной аномалии в коре можно исследовать в альпийских геосинклиналях, например, Карпатской (Гордиенко и др., 2011). Процессы существенного уплотнения проходят в нижней части осадочного слоя. С ростом температуры и давления по мере погружения его пород здесь идут катагенетические изменения, которые примерно к 400°C достигают уровня метagenетических (рис. 17).

Вместе с плотностью возрастает скорость сейсмических волн, но не так интенсивно, как в случае кристаллических пород. Поэтому при приближении скорости к 6 км/сек плотность метapelитов примерно на 0.1 г/см<sup>3</sup> превышает плотность образований контактирующей с ними верхней части "гранитного" слоя (Гордиенко, 1999). Поднятие верхнего разуплотненного объекта мощностью около 4 км достаточно ограничено - 5-10 км, но это – значительная часть его глубины.

Приведенный на рис. 18 разрез коры относится примерно к границе Складчатых Карпат и Передкарпатского прогиба, где можно ожидать (по данным о распределении скоростей сейсмических волн) наибольшего проявления эклогитизации низов коры.

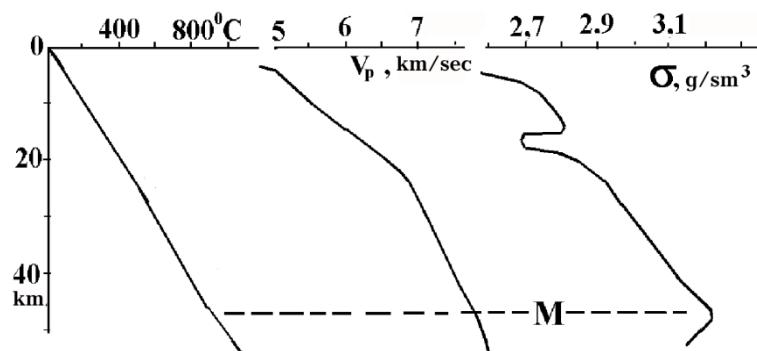


Рис. 18. Распределение температуры, скорости сейсмических волн и плотности в породах земной коры Карпат.

Таким образом, в разрезе коры появляются две зоны инверсии плотности, которые при благоприятных условиях могут привести к движению вещества. Для реальных размеров и

вязкости ( $10^{20}$  Па·с) скорость движения будет достигать от нескольких десятых до нескольких см/год. Это довольно значительные скорости: на несколько метров, необходимых для создания трещины и землетрясения, нужны лишь сотни лет. Скорее всего, такие движения происходят спорадически, при достижении уровня напряжений, нужного для преодоления силы трения между крыльями разломов. Разломы, к которым приурочены землетрясения и которые по другим признакам активизированы в плейстоцене, хорошо изучены в Карпатах (Верховцев, 2006).

Зоны аномальной плотности разного знака расположены в разных местах на профиле вкрест простирания складчатого сооружения. Вероятно, уплотнение в нижней части коры происходит преимущественно на его внешней границе, хотя нельзя исключать появления положительных аномалий плотности (за счет преимущественно перехода от габбро к гранулитам) и во внутренних районах Карпат. Условия для возникновения контраста плотности на границе катагенетически измененной части осадочного слоя и поверхности кристаллического фундамента могут формироваться на всем протяжении складчатой зоны. Они могут возникнуть в юго-западной и центральной частях региона. Поэтому кажется очень вероятным, что движение вещества, обусловленное описанными изменениями плотности пород коры, будет иметь и горизонтальную составляющую, которая способствует продолжению складчатого процесса.

### ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА МАКСИМАЛЬНЫХ ГЛУБИНАХ

Распространенность глубокофокусных землетрясений невелика. Даже в переходных зонах между континентами и океанами на 68% их протяженности землетрясений нет вообще. Или они случаются на тех же глубинах и в той же концентрации, что и на прилегающей части континента. На 7% распространены землетрясения на глубинах  $20 \pm 20$  км (как под СОХ). Это переходные зоны Колумбийского типа, по мнению автора представляющие собой контакт западного края Северной Америки с зарождающимся СОХ. На 17% встречаются землетрясения на глубинах до 250-300 км и только на 8% - более глубокие. Очевидно, что они связаны со специфическими процессами. Анализ геологических событий в соответствующих районах переходных зон указывает на океанизацию или современную активизацию на прилегающих

участках континентов. Последний вариант рассматривался в работе (Гордиенко и др., 2008а,б), пока к приведенным в ней данным нечего добавить.

Предположение о связи глубоких землетрясений с изменениями минералогии пород мантии под влиянием изменения температуры (Burnley, 1989, Гордиенко, 2012, Калинин и др., 1988, Кусков, 1987, Тектоносфера..., 1992, Яновская, 2006 и др.) позволяет допустить обусловленность этой группы сейсмических событий сравнительно протяженными во времени полиморфными преобразованиями. Но неопределенность знаний о скорости таких процессов и перемещений объемов пород делает невозможным сколько-нибудь точный прогноз проявления сейсмичности рассматриваемой природы в конкретных регионах. Выход можно попытаться найти в привлечении к анализу всех имеющихся данных в надежде на проявление в таком массиве типичных черт явления.

В переходных зонах Тихого океана широко представлены геосинклинали различного возраста и отдельные фрагменты докембрийских платформ. На те и другие наложены области молодой активизации и океанизации. Рассмотрение современных тепловых моделей для перечисленных типов эндогенных режимов показывает, что недавние значительные изменения температур на нужных глубинах могут быть только в недрах наиболее молодых альпид, зон современной активизации и океанизации. Поздние альпиды у берегов Тихого океана представлены ограниченно (Сахалин, часть Японии и т.д.), последние перемещения вещества тектоносферы, связанные именно с геосинклинальным режимом, произошли в них примерно 20-30 млн. лет назад. Этот отрезок времени несколько превышает оптимальный для генерации напряжений. В этом смысле бесперспективна и вся восточная периферия Тихого океана, здесь не должно быть глубоких землетрясений (исключение – см. (Гордиенко и др., 2008)). Современная активизация возрастом в первые млн л широко представлена на Украинском щите, в Донбассе и др.. Землетрясения глубже 300 км здесь неизвестны. Возможно, время, прошедшее после начала процесса, еще недостаточно для преобразования пород у подошвы верхней мантии и изменения их плотности. На эпигерцидских плитах Европы распространены зоны активизации возрастом около 30 млн л. В основном это рифтогены, но для части случаев (Чешский массив, Ставропольское поднятие и др.) можно предположить режим одноактной активизации. И здесь глубокие землетрясения отсутствуют. Не исключено, что соответствующие преобразования уже завершены.

Наиболее подходящим кажется возраст последнего перемещения вещества, затрагивающего нужные глубины, порядка 10 млн л. Он характерен для завершающего этапа океанизации в окраинных морях запада Тихого океана и одноактной активизации фрагментов Сино-Корейской и Южно-Американской платформ. Следует подчеркнуть, что глубокая сейсмичность вероятна в пределах выбранных регионов, но совсем не обязательно должна быть представлена в каждом из них сегодня.

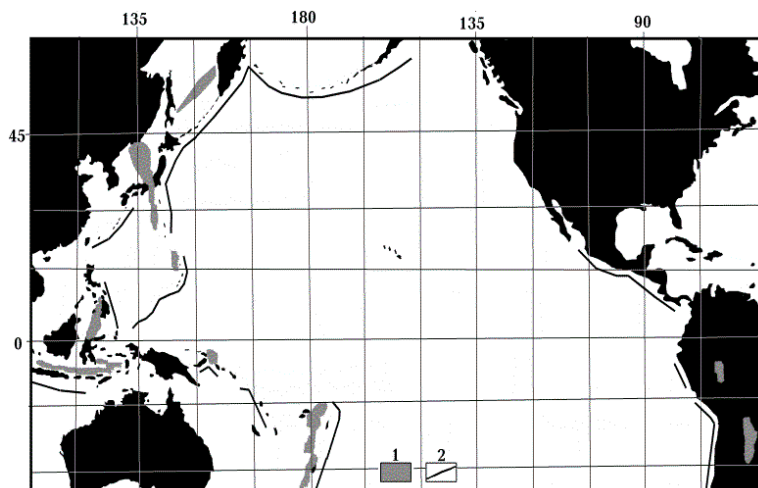


Рис. 19. Распространенность глубоких землетрясений (U.S..., International...).

1 – районы глубинной сейсмичности, 2 – глубоководные желоба.

Тектоническая приуроченность большинства гипоцентров соответствует такому прогнозу (рис. 19). Исключением можно считать фрагменты поясов гипоцентров, которые располагаются частью в зонах океанизации, но, кроме

того, пересекают островные дуги. Это половина районов распространения глубоких землетрясений. В местах пересечения дуг (Японской, Филиппинской, Соломоновой, Ново-Зеландской) установлен характер процессов последних 10-20 млн. лет, отличающий эти районы от других частей регионов. На о. Хонсю это окрестности Фосса Магны (Большого Рва), считающегося местом наметившегося соединения Япономорской и Филиппиноморской областей океанизации и отличающегося утоненной земной корой, интенсивным магматизмом,

опусканием и накоплением молодых осадков. На Соломоновой дуге фокальная зона частично совпадает с молодым глубоким трогом о. Гуадалканал, накопившим в постмиоценовое время до 4.5 км осадков и вулканитов, на о. Северном (Новая Зеландия) – с трогом Таранакки (мощность осадочно-вулканогенного комплекса возрастом не более 20 млн. лет – до 5 км) (Энциклопедия..., 1980). Такие опускания поверхности вполне сопоставимы с произошедшими синхронно в областях океанизации.

Если эти районы также отнести к охваченным незавершившимися процессами океанизации, то прогнозным регионам отвечает около 90% гипоцентров. Приуроченность остальных неясна. Возможно, при наличии более детальной геологической информации их также удастся отнести к океанизируемым регионам, в которых глубинный процесс еще не нашел достаточно полного проявления.

Происхождение глубинных землетрясений удобно рассмотреть на примере их Камчатско-Сахалинской полосы (рис. 19), где количество сведений максимально. Внимание к ней привлечено после сильного землетрясения 24.05 2013 года магнитудой 8.3 с гипоцентром на глубине около 640 км, зафиксированного на необычно больших расстояниях. Можно предположить, что распределение афтершоков (вообще-то не характерных для землетрясений такой глубинности) в определенной мере обрисовывает объем, в пределах которого были сняты напряжения при землетрясении. При этом подходе необходимо исключить очаги, расположенные на периферии, и, тем более, довольно интенсивное землетрясение существенно южнее рассматриваемого (Чебров и др., 2013). Получим параллелепипед с вертикальной квадратной стороной примерно 150-200 км и толщиной около 100-150 км, почти полностью проецирующийся в трог Лебеда, западнее Камчатки. Примечательно, что событие произошло на краю полосы глубоких гипоцентров. Северо-восточнее максимально глубокие землетрясения отсутствуют, хотя желоб и Северо-Западная плита Тихого океана продолжают (рис. 19). Оценка  $w$  составляет  $6 \cdot 10^5$  Дж/м<sup>3</sup>. Во всем объеме объекта может быть запасена энергия (при отсутствии релаксации) около  $2.3 \cdot 10^{21}$  Дж. Сейсмический момент незначительно отличается от этой величины – около  $3 \cdot 10^{21}$  Дж. Снимаемое напряжение оказывается минимальным для сильных землетрясений. Большое количество выделившейся энергии связано с большим объемом очага. Смещение -  $D = M_0/G \cdot S$  (Яновская, 2006) - оказывается около 5-6 м. Естественно, эта величина предполагает использованный при расчете механизм очага – сдвиг по плоскости разрыва сплошности пород. Результат близок к полученному в работе (Прытков и др., 2015), из чего, конечно, не следует совпадение геодинамических механизмов, приведших к накоплению напряжений и смещению.

В работе (Ye et al., 2013) по принципиально иной методике расчета получена длина разрыва более 180 км, выделенная сейсмическая энергия неожиданно мала –  $1.5 \cdot 10^{17}$  Дж (на два порядка меньше оценки по магнитуде), величина смещения  $2 \div 10$  м, снимаемое напряжение – 12-15 МПа, т.е. примерно на порядок больше приведенного выше.

Совпадение сейсмического момента с предельно возможным содержанием энергии в объеме источника указывает на очень быстрое формирование напряжений в течение периода много меньше времени релаксации. Скорее всего – менее 1 млн л. Т.е. напряжения возникли геологически недавно, но их формирование в этом месте может быть связано с особыми условиями, предшествующими активизации.

На примере Южно-Охотской впадины в работе (Gordienko, 2016b) рассмотрена океанизация эпигерцинской плиты, в недрах которой последнему геосинклинальному процессу предшествовал герцинский. Построенная тепловая модель позволила без подбора объяснить все геолого-геофизические характеристики региона. Это мощность осадков и ее изменение во времени, глубины магматических очагов, тепловой поток, скоростной разрез мантии, гравитационная мантийная аномалия, аномалия электропроводности (Gordienko, 2016b). В частности, было показано, что изменение температуры в зоне полиморфных преобразований на границе верхней и нижней мантии привело к очень быстрому некомпенсированному опусканию дна впадины. Мощность верхнего слоя (включая воду) достигла 6 км. В районе моря к северо-западу от впадины этот этап только начался (мощность верхнего слоя – 3-4 км). На северо-востоке моря он завершился (мощность верхнего слоя – 6 км): здесь не только произошло быстрое опускание, но и образовавшаяся впадина успела заполниться осадками.

Эти данные позволяют сделать вывод; в недрах Южно-Охотской впадины и северо-восточной части моря источник глубинных землетрясений уже «отработал». В полосе северо-западнее Южно-Охотской впадины он действует в настоящее время. Именно здесь и сконцентрированы глубокие землетрясения (рис. 20).

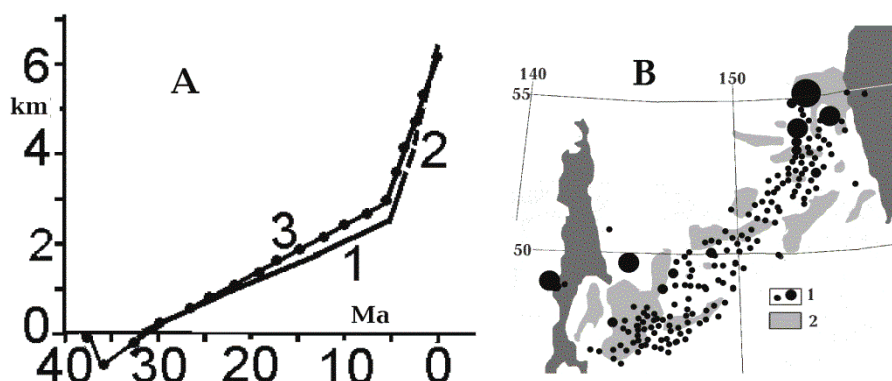


Рис. 20. Погружение докайнозойского фундамента Южно-Охотской впадины (А) и зона глубинной сейсмичности в Охотском море (В).

А: 1 – изменение мощности осадков по геологическим данным, 2 – некомпенсированное погружение дна впадины в плиоцен-четвертичное время, 3 – расчетное погружение дна. В: 1 – эпицентры землетрясений на глубинах 400-700 км, 2 – районы с мощностью молодых осадков  $3\pm 1$  км и глубиной дна  $1\pm 0.3$  км (Тектоническое.... 2006).

Согласно представлениям АПГ над зоной глубинных землетрясений должны происходить (возможно, в небольшом количестве) малоглубинные. Это предположение оправдывается (рис. 15).

### ЗОНЫ ПОВЫШЕННОГО ПОГЛОЩЕНИЯ ЭНЕРГИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Поглощение сейсмической энергии может служить дополнительной характеристикой астеносферы. Для его исследования 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 и др., 1987). По пересечению секторов 9 станций выделена территория, занимающая большую часть Паннонского массива. В ее пределах 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. Но в работе (Нестеров и др., 1987) высказывается предположение о возможности смещения северной границы аномального объекта на север.

О принадлежности Закарпатского прогиба к аномальному объекту можно судить по данным сейсмостанций Львов, Ужгород и Косов. Ограниченное количество землетрясений, использованных в (Нестеров и др., 1987), привело к образованию секторов, где информация об аномальности азимутов прихода волн отсутствует. В случае станций Львов и Ужгород это не имеет значения: «аномальные сектора» охватывают прогиб или его части. «Аномальный сектор» станции Косов пересекается с ужгородским и львовским 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 тепловые модели позволяют установить, что во внутренней зоне альпийской Карпатской геосинклинали распространены районы, в которых верхнемантийная астеносфера дополняется коровым слоем частичного плавления. Причем часто слой в средней коре сопровождается отдельными молодыми внедрениями в верхнюю кору. Логично предположить, что его ослабляющее влияние на сотрясаемость поверхности при землетрясениях будет значительней, чем мантийного. С другой стороны, такие районы должны характеризоваться наиболее высоким тепловым потоком. В этом смысле типичной

представляется разница между Закарпатским прогибом (и Паннонской впадиной) и Складчатыми Карпатами. Она заметна не только в Украинских Карпатах, но и за их пределами и контролируется кроме аномалий ТП еще и молодым магматизмом. Вулканические породы включают верхнекоровую составляющую. Здесь очаги явно ближе к поверхности, чем в Складчатых Карпатах. Это характерно для части Паннонии и закарпатских прогибов Словакии, Украины и Румынии. Вулканы представлены Выгорлат-Гутинской и Келеман-Харгитской грядями. Такая полоса (занимающая значительную часть Закарпатского прогиба) выделяется сравнительно узкой аномалией глубинного теплового потока (Гордиенко и др., 2011). Ее влияние на ослабление сотрясаемости поверхности волнами глубоких землетрясений зоны Вранча должно быть максимальным. Ведь здесь вероятно большая степень плавления и пропитка флюидами, выделившимися при тепловой дегидратации, значительных объемов пород в коре.

Взаимное расположение обширной астеносферной области, упомянутой полосы и очагов землетрясений Вранча разных лет может быть различным. Не исключено, что поведение изосейст при некоторых событиях дает возможность обнаружить затухание, связанное именно с магматической полосой. Представляется, что для этой цели подходит землетрясение 1940 года – глубина очага 150 км (рис. 21А). При других землетрясениях (например, 1977 года – глубина очага 90 км) видна преимущественно деформация изосейст, вызванная поглощением энергии в области распространения астеносферы внутренней зоны Карпато-Динаридского региона в целом. В 1940 году расположение очага у южной оконечности магматической полосы приводит к яркому проявлению ее влияния на рисунок изосейст. На рис. 21А 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).

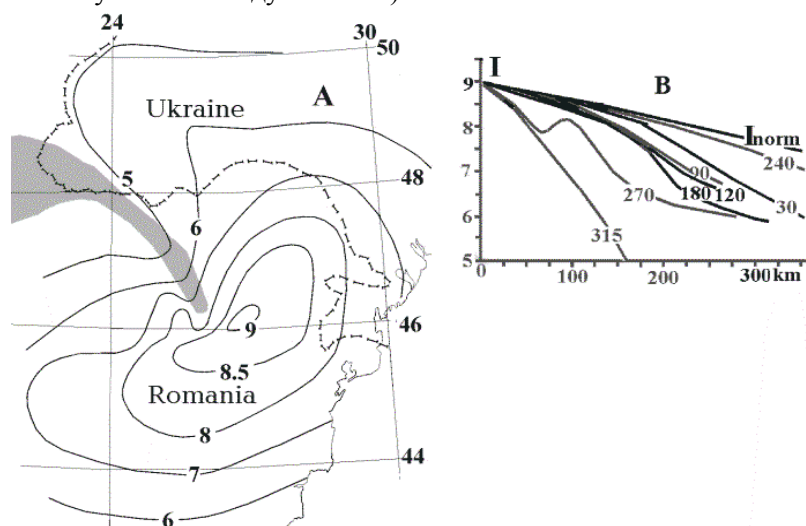


Рис. 21. А - схема изосейст землетрясения зоны Вранча 1940г. Серым цветом показано распространение наиболее высоких тепловых потоков в регионе. В - изменение I (бальности) при удалении от эпицентра в различных направлениях (см. текст). Цифры на кривых – отклонение направления от северного, отсчитанное по часовой стрелке (в градусах).

Попытаемся количественно характеризовать затухание, на которое указывает форма изосейст. Нормальное сокращение сотрясаемости с расстоянием определяется известным эмпирическим выражением:  $I = 1.5M - 3.5 \lg(x^2 + h^2)^{0.5} + 3$ , 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)).

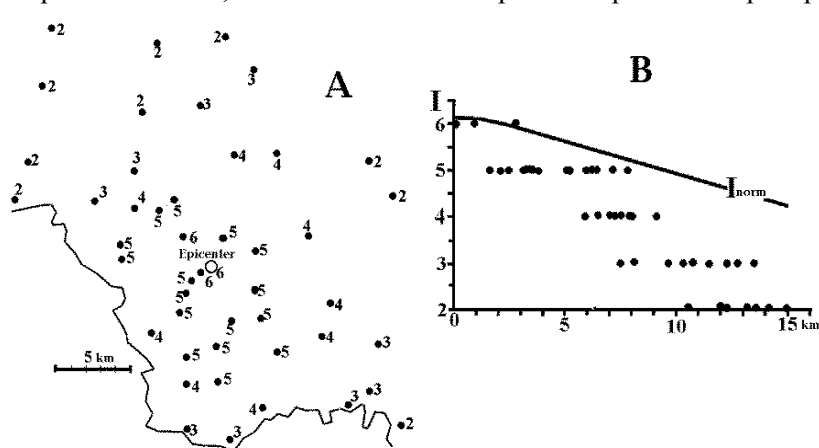
Рассчитаем изменение I с расстоянием. Для различных направлений от эпицентра определим фактические изменения I (рис. 21В). Очевидно, что в направлении на юго-запад (240°) сотрясаемость меняется практически в соответствии с расчетной. На рассмотренных расстояниях на пути волн здесь не встречаются участки с неглубокой астеносферой. Можно считать, что использованное выражение подходит для рассматриваемого региона и очага.

В направлении на северо-восток (30°) 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°). Близкая ситуация складывается в направлениях на юг (около 180°) и юго-восток (120-150°), где

на сокращение  $I$  оказывает влияние астеносфера в недрах зон современной активизации южной части Мезийской плиты, Балкан и Черного моря. Еще большее изменение сотрясаемости происходит (рис. 19B) к северо-западу (примерно  $270-290^{\circ}$ ) от эпицентра, в направлении астеносферной области Паннонии и в пределах магматической полосы, протягивающейся в Закарпатский прогиб, 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 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. 22А. Сравнение с нормальным сокращением бальности с расстоянием (рис. 22В) обнаруживает, что без аномального поглощения энергии сейсмические колебания проходят только на несколько километров. Затем на удалении 12-15 км 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 реальным тепловой поток Земли даже в наиболее сейсмичных районах Карпат.

Рис. 22. А – проявления (бальность) Береговского землетрясения 1965г. В - изменение  $I$  при удалении от эпицентра.

## ВЫВОДЫ

Проведенный анализ условий среды, причин накопления напряжений и параметров землетрясений позволил:

1. Оценить величины прочности, упругой энергоемкости, вязкости и времени релаксации напряжений пород коры и верхней мантии с учетом их состава, температуры и давления (глубины) для территории Украины и зон с различными эндогенными режимами на континентах и океанах.

2. Продемонстрировать соотношение свойств среды с энергетическим классом, сейсмическим моментом, размерами очага и снимаемыми напряжениями землетрясений. В результате обосновано предположение об очень быстром росте напряжений, ведущих к нарушению сплошности пород и смещению блоков.

3. С привлечением представлений АПГ рассмотрена природа землетрясений на разных глубинах, намечена максимальная глубина и типы эндогенных режимов, при которых возможны такие события. Предложено объяснение отсутствия землетрясений в нижней мантии Земли.

4. Оценено влияние поглощения энергии сейсмических волн в слоях частичного плавления пород коры и верхней мантии зон современной активизации.

## **11. СОВРЕМЕННАЯ ОДНОАКТНАЯ АКТИВИЗАЦИЯ И НЕФТЕГАЗОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Связь нефтегазоносности (месторождений углеводородов – УВ) с современной активизацией (СА) представляется автору уже достаточно обоснованной различными геолого-геофизическими данными (Гордиенко и др., 2006, 2008 и др.). Сама по себе идея такой связи не нова, она давно обсуждается в геологической литературе (Разломная..., 1989, Лукин 1997, 2004, Поиски ..., 1989 и др.). Но дальше констатации дело не идет. Например, отмечается, что "...важный критерий высокопродуктивных зон генерации УВ - повышенная тектоническая активность региона в настоящее время..." (Поиски ..., 1989, р. 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, р. 101). 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 исследуются преимущественно на материале месторождений Украины, в основном – Днепровско-Донецкой впадины. Речь идет именно о месторождениях, так как имеющихся данных о распространенности следов УВ в породах коры и верхней мантии вполне достаточно для констатации возможности их существования.

Представляется, что предлагаемый современными дискуссиями о природе УВ выбор между органическим и неорганическим вариантами – искусственен. Ниже приводятся доводы в пользу корового генезиса УВ, в которых углерод происходит из пород кристаллической части коры. Но по имеющимся данным метапелиты даже в гранулитовой фации метаморфизма содержат графит с «органической меткой» углерода (Петерсилье и др., 1979а,б). Т.е. ныне «неорганический» материал мог быть прежде «органическим». Но можно ли считать имеющиеся методы (прежде всего, основанные на изотопии углерода) диагностики органического происхождения УВ надежными (см. ниже)? Скорее – нет (Галимов, 1973). Поэтому в настоящее время лучше воздержаться от окончательного приговора. Тем более, что существование связанного с органикой «угольного метана» очевидно (Азаров и др., 2009). Запасы газа в «обычных» месторождениях Украины составляют  $1.3 \cdot 10^{12}$  м<sup>3</sup>, в шахтах Донбасса – около  $0.8 \cdot 10^{12}$  м<sup>3</sup> (Азаров и др., 2009). Нет сомнений, что за пределами шахтных полей запасы «угольного метана» еще больше, они (как и в других странах мира) превосходят запасы газа в традиционных месторождениях и составляют 260 трлн куб. м. Весьма вероятным (хотя пока и не доказанным) является органическое происхождение «сланцевого» газа и сопутствующей ему нефти (Лукин, 2011 и др.).

В гидротермальных системах рифтов, перекрытых рыхлыми осадками (бассейн Гуаймас, Срединная долина северной части хребта Хуан-де-Фука, трог Эсканаба, хребта Горда) (Беляева и др., 1992, Богданов, 2000, Simoneit et al., 1988; Welhan et al., 1987), образование значительных масс углеводородов (метана и его гомологов, нефтяных n-алканов) связано с процессами термолитиза морского осадочного органического вещества.

В данной работе рассматривается один из аспектов проблемы происхождения месторождений углеводородов - концепция их абиогенной природы. Для этого использованы представления адвекционно-полиморфной гипотезы об одноактном процессе современной активизации.

### **ГЛУБИННЫЙ ПРОЦЕСС СОВРЕМЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ**

Довольно детально процесс рассмотрен в работе (Gordienko, 2016). Здесь отметим его основные черты, важные для решения поставленной задачи. Схема тепломассопереноса в тектоносфере зоны СА содержит неопределенности, связанные с незавершенностью процесса и его проявлением в регионах с весьма различными возрастами предшествующих геосинклиналей или рифтов.

При СА из подкоровой перегретой области (возникшей около 5 млн л назад при подъеме вещества из промежуточного очага под платформой или существовавшей перед началом активизации в альпидях) расплав выносится в кору. Он поступает в интервал глубин 30-40 км



(0.5 млн л назад, занимает коло половины объема) и 20-30 км (0.2. млн л 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  $120^\circ\text{C}$ . 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.

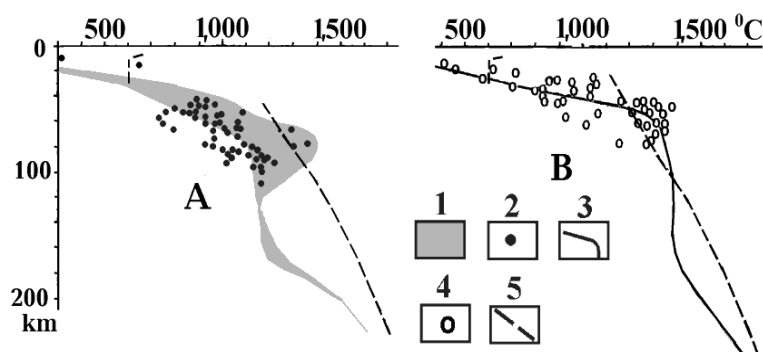


Рис. 1. Расчетные тепловые модели и данные геотермометров в зонах современной активизации (шириной 60 км) докембрийской платформы (А) и альпийской геосинклинали (Б).

1 – область расчетных Т зоны СА платформы (в центре и на периферии), 2 – данные геотермометров платформенных зон СА (Алдан, Витим, Чешский массив), 3 – расчетные Т 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).

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 от изменений 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 Т сопоставлены с данными геотермометров для обоих типов регионов (рис.1), 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.1). 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 в количестве нескольких процентов 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 подкоровой 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). 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. «Э.Б. Чекалюк (Чекалюк, 1986 и др.) выполнил большую программу научных исследований по определению равновесного компонентного и группового составов углеводородных систем в условиях земной коры и верхней мантии. Им дан положительный ответ на фундаментальный вопрос о возможности существования тяжелых углеводородов в равновесном термодинамическом состоянии вне области их метастабильного местоположения.» (Бычинский и др., 2004, с. 8). Соответствующие данные приведены на рис. 2 для минимально прогретой коры и верхней мантии. 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 другом, чем на рис. 2, компонентном и групповом составе.

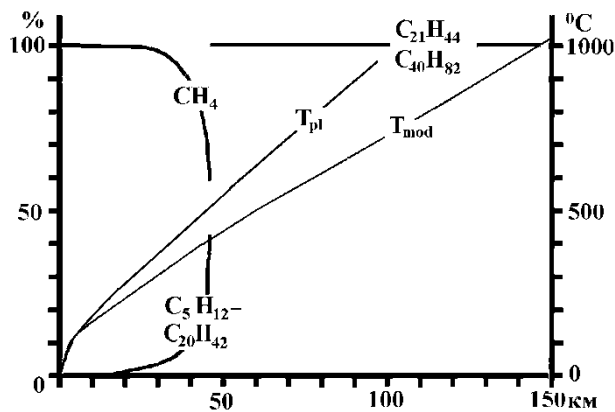


Рис. 2. Состав газовой фазы системы С-Н в равновесии с графитом (на больших глубинах – с алмазом) в земной коре и верхней мантии (Бычинский и др., 2004).  $T_{pl}$  – нормальное платформенное распределение температуры,  $T_{mod}$  – распределение, для которого построена модель состава.

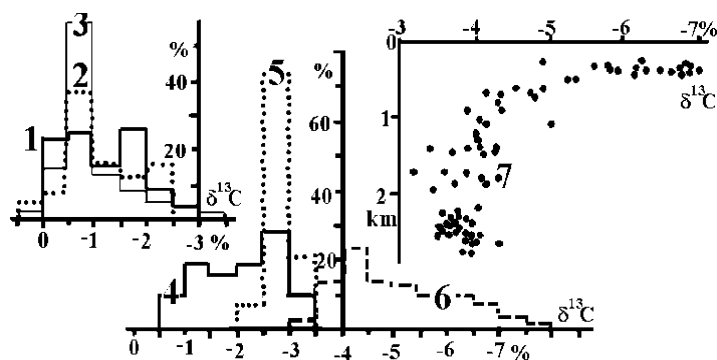


Рис. 3. Изотопия углерода различных образований (Галимов, 1973).

1 – углистые хондриты, 2 – алмазы, 3 – углекислый газ разного происхождения, 4 - коровый графит и рассеянный углерод интрузивных пород, 5 – нефть, 6 – углеводородные газы, 7 – зависимость  $\delta^{13}C$  от глубины газовой залежи.

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

рассматриваются 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.). Автору этот аргумент не кажется убедительным. В мантии (согласно Е.М. Галимову (Галимов, 1973)) присутствуют две разновидности углерода – концентрированный подвижный (газы, графит, алмаз) с  $\delta^{13}\text{C}$  -0.7 и -1.8%, т.е. изотопией углистых хондритов (рис. 3) и рассеянный, не участвующий в образовании газов, поступающий в кору только с интрузиями, с  $\delta^{13}\text{C}$  -2.2, т.е. с изотопией хондритов.

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 (с том числе и попутного газа нефтяных месторождений) обнаруживает возможность резких изменений  $\delta^{13}\text{C}$ . Параметр существенно меняется и с глубиной залежи (рис. 3). Газ, сорбированный в каменных углях, обладает значениями  $\delta^{13}\text{C}$  от -1.5 до -7% (Галимов, 1973). Метан, для которого достоверна abiогенная природа (образованный в кристаллических породах срединно-океанических хребтов - СОХ) имеет  $\delta^{13}\text{C}$  -1.4% (Богданов и др., 2000). По Е.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./м<sup>2</sup> (у.т. – условное топливо). Именно они пригодны для создания реальных месторождений нефти и газа.

В этом смысле часто упоминаемые скопления метана в щелочных базитах и сиенитах мантийного происхождения не представляют интереса. Тем более, что при детальном рассмотрении они оказываются продуктом вторичных изменений пород у поверхности (Икорский, 1977).

По мнению автора работы (Борисов, 2000) высокие парциальные давления водорода в глубинных растворах появляются при взаимодействии пород основного состава и высокотемпературной воды, другой эндогенный источник не нужен. Взаимодействие образовавшихся растворов с графит- и пиритсодержащими породами приводит к формированию потоков безрудных восстановительных флюидов с сероводородом и метаном. Проведено и специальное экспериментальное изучение взаимодействия гидротермальных растворов с различными битуминозными и углистыми породами в широком интервале температур (320 - 550°C) и давлений (30-150 МПа). Установлено образование при указанных взаимодействиях нефти, асфальта, асфальтена и метана (Балицкий и др., 2008). Остается вопрос о количестве углеводородов, генерируемых такими коровыми процессами.

На существование различающихся по глубине источников УВ указывают результаты изучения микроэлементов (МЕ) в них и породах коры: «...показано, что МЕ состав углей и горючих сланцев имеет более тесную корреляцию с МЕ составом верхней коры чем нижней, в то время как содержание МЕ в нефтях лучше коррелирует с составом нижней континентальной коры. Корреляция концентраций МЕ нефтей и живого вещества, как правило, заметно слабее, чем с МЕ составом нижней континентальной коры.» (Родкин и др., 2015).

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 Волыно-Подольской плите (ВПП) с интегральными величинами суммарной продольной проводимости ( $S$ ) 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.).

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),  $\sigma$  – его плотность (около 2.1-2.3 т/м<sup>3</sup>). Для  $S = 50-150$  См  $F_c = 110-330$  т/м<sup>2</sup>. Это очень большие величины. Например, запасы угля Донбасса создают  $F_c = 3-4$  т/м<sup>2</sup>. Выявленного углерода при его соединении с водородом (и добавкой 25% массы), поступающим с больших глубин при активизации (Лукин, 1997 и др.), достаточно для создания десятков «поколений» месторождений. Они могут последовательно появляться и исчезать (терять легкие составляющие и сохранять реститовые битумы (Лукин, 1997)) без участия осадочного чехла.

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. Поступление материала из нижней мантии и/или границы нижней мантии и ядра петрологически недоказуемо, это чисто умозрительная конструкция. «...петрологические доказательства самого глубокого поступления вещества на поверхность ограничиваются верхними горизонтами нижней мантии (~650-700 км), т.е. глубиной самых глубоких землетрясений. Включения ферропериклаза в некоторых алмазах не опровергают вовлечение и более глубоких горизонтов мантии, однако не дают этому однозначного подтверждения. Геохимические данные также не дают однозначного подтверждения вовлечения вещества нижней мантии в процессы магмогенерации под вулканически активными районами. В то же время они свидетельствуют о полной вещественной изоляции ядра от верхнемантийных процессов.» (Иванов, 2010, с.87).

2. Геоэлектрические данные не обнаруживают в мантии концентраций графита, сопоставимых с предполагаемыми в консолидированной коре. На территории Восточно-Европейской платформы вне зон СА величины  $\rho$  пород верхней мантии до глубин около 100 км составляют  $n \cdot 100$ -  $n \cdot 1,000$  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.

3. Содержания водорода и УВ в ультраосновных породах ничтожны (Петерсилье и др., 1979а и др.). Сведения о составе ксенолитов мантийных пород позволяют оценить концентрации графита и алмаза максимальными величинами на порядки ниже, чем в коровых образованиях –  $10^{-6}$ - $10^{-7}$  (Алтухова, 2012, Фролов и др., 2005, Шкодзинский, 2014 и др.). Даже допуская полную мобилизацию углерода из слоя мощностью около 50 км (обычная толщина астеносферы в активном регионе) получим ничтожное количество материала, непригодное для образования месторождений. Предположение об участии карбонатитов в образовании УВ радикально не меняет ситуацию. Кроме того, 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), позволяют оценить содержание  $C$  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.

4. Количество углеводородов в газах срединно-океанических хребтов (если считать их мантийными, что во многих случаях неверно (Богданов и др., 2000)) много меньше, чем

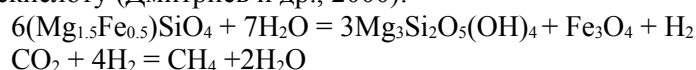
необходимо для формирования месторождений УВ за первые сотни тыс. лет. Выделение в СОХ водорода в большей мере соответствует необходимому для формирования реальных месторождений УВ при условии дополнения его до метана коровым углеродом.

Количество теряемого Землей водорода (восполняемого дегазацией 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 разведанными.

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 метеорного вещества. В современной мантии она кажется маловероятной, ее 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. Обычно 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):



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 континентальной 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  $1 \text{ км}^3$  гарцбургита 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)  $\sim 6$  тыс.  $\text{м}^3/\text{м}^2$  метана, т.е.  $7.5$  т у.т./ $\text{м}^2$ . Образуются извлекаемые запасы  $\sim 2.8$  т у.т./ $\text{м}^2$  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./ $\text{м}^2$ .

Необходимо отметить, что далеко не все УВ СОХ можно считать абиогенными (см. выше). 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  $0.025$  т у.т./ $\text{м}^2$  (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 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 генерации водорода 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 км и 25-400°C (Дмитриев и др., 2000). Для природного процесса в коре СОХ (термальное поле Рейнбоу) установлена близкая минимальная глубина и диапазон Т 350-500°C (Barriga et al., 1997). Возможно, что образование метана из  $\text{H}_2$  и  $\text{CO}_2$  происходит в ограниченном диапазоне условий, так как отмечены случаи, когда при отсутствии другого источника углерода УВ не возникают.

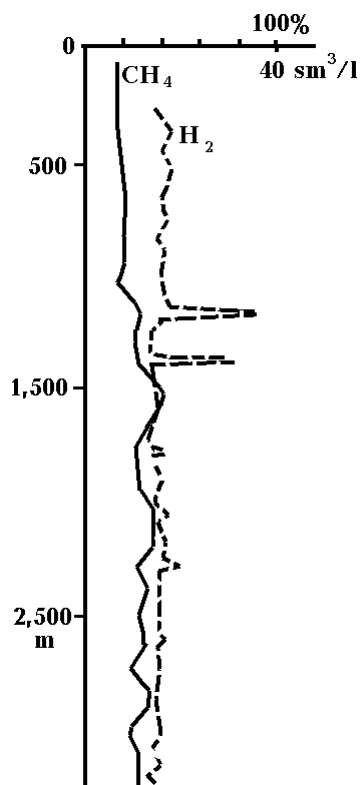


Рис. 4. Распределение концентрации метана и водорода в скв. Бобриково-1 (Мурич и др., 1975).

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 промышленно значимых угленосных толщ (Нагольный кряж и др.) фанерозойские и предположительно рифейские первично-осадочные породы, образующие толщу суммарной мощностью 10-20 км, по геологическим данным не содержат 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).

Вероятна значительная концентрация «неизрасходованного» на создание УВ водорода. Анализируя материал, авторы (Мурич и др., 1975) делают вывод об источниках газов. Для метана наиболее вероятным представляется толща пройденных скважиной пород угленосной (слабоугленосной в этом районе распространения раннего карбона) толщи. Водород и углекислый газ поступают с больших глубин.

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

Напротив, в коре меридионально пересекающей Украинский щит Кировоградской зоны активизации только наличие графита дает возможность объяснить интенсивно проводящий объект (Гордиенко и др., 2005). Над ним в верхней коре фиксируются газовые струи, в которых водорода 15%, УВ – 70% (Войтов, 1974). Концентрации невелики, но в подземных водах этого района на глубине до 1 км фоновое содержание растворенного метана близко к нулю.

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 Т собственно серпентинизации (>600°C). В этих условиях формируется пылевидная вкрапленность аваруита (самородного сплава с примерным составом  $\text{Ni}_3\text{Fe}$ , часто встречающегося акцессорного минерала в серпентинизированных

офиолитах). Наличие таких метаморфических образований в фундаменте СОХ представляется вполне реальным (рис. 5).

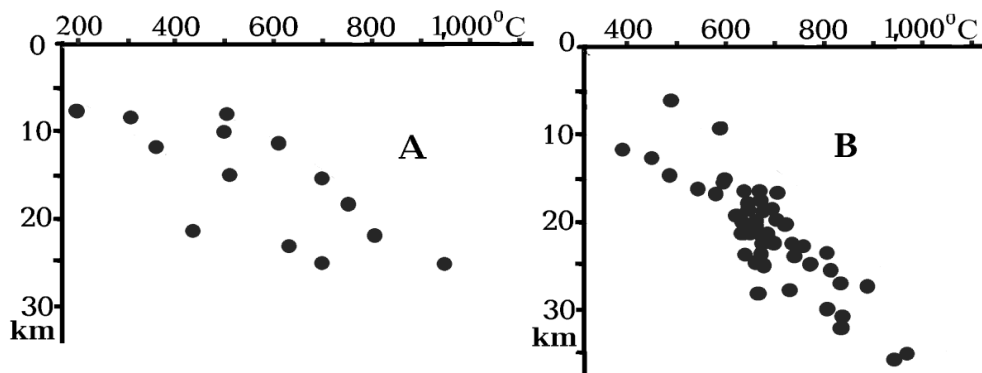


Рис. 5. Условия метаморфизма пород фундамента Срединно-Атлантического хребта (Погребицкий и др., 2002) (А) и Украинского щита (данные разных авторов, собранные в Гордиенко и др., 2005).

Предварительный метаморфизм испытали и породы континентальной коры, примером РТ-условий таких процессов могут служить данные по УЩ. (рис. 5).

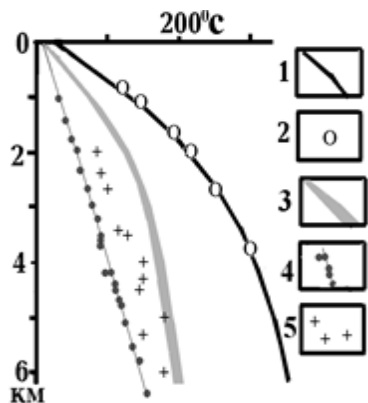


Рис. 6. Тепловые модели киммерийского термального купола на главной антиклинали Донбасса и современных термальных куполов УЩ и Донбасса.

1 – расчетное распределение Т киммерийского купола, 2 – температуры по данным геотермометров, 3 – расчетное распределение Т в центрах современных термальных куполов УЩ и Донбасса, 4 – средние наблюдаемые Т в скважинах ДДВ (для фонового теплового потока (ТП) 43 мВт/м<sup>2</sup>), 5 – максимальные измеренные температуры в скважинах ДДВ.

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 Н<sub>2</sub> и СН<sub>4</sub>. Такой же процесс предполагается в континентальных оливин-содержащих породах (как правило, под влиянием флюидов с гораздо меньшей температурой – вплоть до 100-200°C). Восходящий над серпентинизированными породами поток восстановленных горячих флюидов переносит микроскопические частицы металлов, сульфидов и карбонатов – сложный комплекс, совершенно чужеродный по составу породам, в которых формируется залежь УВ.

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. В частности, тепловая модель, построенная для одного из таких активных эпизодов (модель «термального купола») проконтролирована данными геотермометров до глубин в несколько километров (Гордиенко, 2007 и др.) - рис. 6. Она отличается от моделей в зонах современной активизации Донбасса, УЩ и др. (температуры в недрах последних ниже на сопоставимых глубинах – рис. 6), так как построена для случая мощной флюидонепроницаемой толщи у поверхности, существовавшей в киммерийское время в Донбассе, предварительного прогрева среды процессами в герцинской геосинклинали, повышенной температуры поверхности в мезозое. Но именно ее можно проконтролировать независимыми данными.

Из рассмотренного механизма форма транспортировки углеводородов, обеспечивающая их накопление в месторождениях, не очевидна. Содержание нефтяных кислот и фенолов в водах нефтеносных артезианских бассейнов (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 и др., 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. 6, можно утверждать, что влияние спада Р и Т при подъеме флюида может обусловить потерю легких УВ. Тяжелые могут «застревать» 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, но часто события с малой магнитудой плохо изучены. В пределах Украины и прилегающих территорий соседних стран распределение эпицентров землетрясений показано на рис. 7.

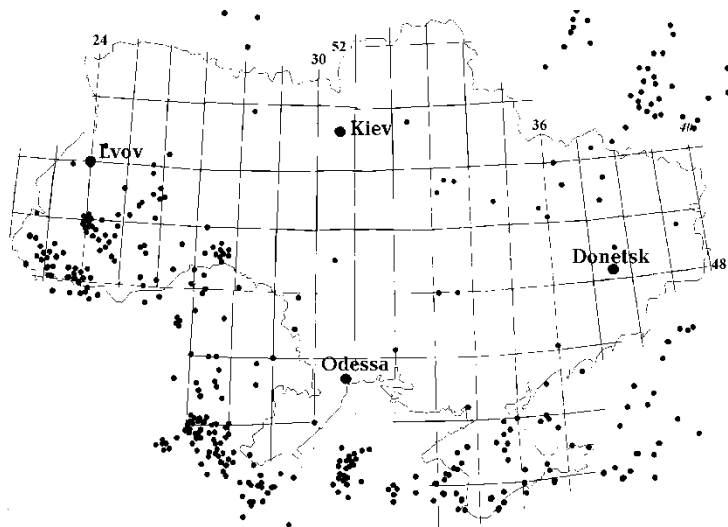


Рис. 7. Размещение эпицентров землетрясений (Андрушенко и др., 2009, Савко и др., 2008, Сафронов, 2005 и др.).

Землетрясения происходят во всех нефтегазоносных регионах Украины, но в наиболее богатом углеводородами - Днепро-Донецком – их очень мало. Не исключено, что это связано с недостатками изученности. На Воронежском массиве слабые землетрясения, эпицентры которых

показаны на рис. 7, в основном не были известны до проведения специальных работ, направленных именно на обнаружение подобных событий.

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 говорит о том, 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 представлены весьма неравномерно: для некоторых можно использовать материал, полученный на территории всей Северной Евразии, для других – на ограниченной территории ДДВ. Практически все критерии, фиксируемые в Днепро-Донецкой впадине, отмечены и в других нефтегазоносных регионах Украины – в Карпатах и на Скифской плите. Но их обнаружение существенно затруднено влиянием «помех». Имеются в виду геологические процессы и аномалии физических полей, связанные с альпийской геосинклиналью Карпат и рифтом Черного моря по соседству со Скифской плитой. Устанавливаемый в этих регионах набор диагностических критериев нефтегазоносности оказывается менее наглядным. Поэтому в данной работе приводятся в основном сведения по ДДВ. Информация по другим регионам – в работах (Гордиенко и др., 2011, 2015 и др.).



1. *Перегрев верхних горизонтов мантии и земной коры.* Это неперенный элемент процесса, источник аномалий физических полей, поднятий поверхности и других геологических явлений в зонах СА. 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 выплавок температура превышает солидус пород амфиболитовой фации в средней коре ( $600^{\circ}\text{C}$ ) и может приближаться к солидусу пород гранулитовой фации в нижней коре ( $900-1,000^{\circ}\text{C}$ ), создавая возмущения интенсивностью  $200-400^{\circ}\text{C}$ . Коровые аномалии быстро релаксируют, выше зоны вторжения мантийных магм температуры могут быть повышены вокруг отдельных штоков кислого и среднего расплава, поступивших в верхнюю кору. Над последними тепло переносится гидротермами. В зависимости от стадии процесса перегрев может быть представлен локальными аномалиями около сравнительно тонких проницаемых зон (шириной в первые сотни метров, при территориально близких зонах ширина аномалий может быть много больше). Позже возникают более обширные аномалии, образованные прогревом всей верхней части коры глубинными источниками тепла.

2. *Аномалии ТП.* Возмущения теплового потока Земли часто сопровождают зоны СА и районы нефтегазоносности. Однако, как показывают специальные расчеты, в принципе они не обязательно должны существовать в виде значительных по площади аномалий, 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. Прогрев охватывает только ближайшие окрестности проницаемых зон разломов, по которым поднимается глубинный флюид. Поэтому аномальные ТП могут быть представлены локальными возмущениями, ширина которых не превышает 1-1.5 км (Гордиенко и др., 2006).

Интенсивности локальных и региональных аномалий сопоставимы и достигают в максимуме  $20-25 \text{ мВт/м}^2$ . В зонах на платформе абсолютные величины ТП составляют  $60-65 \text{ мВт/м}^2$ , в альпийских геосинклиналях они сильно варьируют в зависимости от части региона: в передовом прогибе практически не отличаются от платформенных, в тыльном прогибе превышают  $100 \text{ мВт/м}^2$ .

3. *Аномальная изотопия гелия.* Частичное плавление пород мантии, перенос мантийных выплавок в кору, вторжение более кислых магм в верхнюю часть коры, циркуляция глубинных флюидов в пространстве над ними – все это способствует попаданию мантийного гелия (с содержанием  $^3\text{He}$  в 1,000 раз большим, чем в коровом) в подземные воды активизированного региона. Такие аномалии – прямое указание на наличие мантийного этажа процесса и его молодость. Однако практически этот критерий не всегда может быть использован, так как аномалии очень локальны, исчезают на небольшом расстоянии от канала, выводящего флюиды на глубину, где они становятся доступны изучению.

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. Подробнее вопрос рассматривается в публикациях (Гонтовая и др., 2007, 2009, Гордиенко и др., 2008). Приуроченность местной сейсмичности к зонам СА кажется весьма вероятной, но это явление может быть представлено событиями замечено разной глубинности в альпийских регионах и более древних. Кроме того, сейсмичность, связанная с перемещениями блоков пород, изменивших плотность в результате полиморфных преобразований, может быть локальной во времени и не попадать в период наблюдений. Как указывалось выше, слабые землетрясения могут просто не фиксироваться наличной сетью станций.

7. *Зоны аномально высоких пластовых давлений (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 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 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<sub>2</sub>) и появление множества более тонких особенностей состава растворенных солей.

В восстановленном флюиде 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. 1. Размеры включений составляют до 3-20 мкм. Встречаются включения пентландита и хизлевудита – 5 мкм, шпинели (Базылев, 2000). Микропрорастаниями представлена 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 мелкие зерна образуют хромит (с примесями Al и Mg, реже Mn, Ti, V), Pt (и платиноиды), Au, SnO<sub>2</sub>, 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 1. 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. Она наложена 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. 1), ее интенсивность (для продольных волн) в максимуме может достигать 0.3-0.4 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 Сибири показывают, что такие породы могут сохранять минеральный состав (и, соответственно, аномальные свойства) долгое время (Уханов и др., 1988). Можно ожидать, что в зонах СА на платформах наиболее распространены эклогиты, лишь незначительно опустившиеся под раздел М (Гонтовая и др., 2009). Их наличие должно в значительной мере 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 50-100 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 теплопереноса 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 около 20-30 мГал, на границе зоны опускается до 20 мГал. 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 сейсмических волн, так как представлены сравнительно тонкими вертикальными объектами – проницаемыми каналами разломов. Способ вычисления мантийной гравитационной аномалии – определение гравитационной эффекта коры и нормальной мантии и вычитание его из наблюдаемого поля. 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 мГал.

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 ( $\rho$ ), оно находится на уровне 0.7 Ом·м. При содержании магмы около 2% (Гонтовая и др., 2007)  $\rho$  сокращается до 50 Ом·м, суммарная продольная проводимость объекта мощностью 10-50 км – 200-1,000 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. Из мантийного объекта флюид в значительной мере уходит с магмой, вторгающейся в кору, 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 600-700<sup>o</sup>C, т.е. при его переходе в менее водосодержащие и безводные минералы. Образовавшиеся поры заполняются 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 ( $\rho$  магматического флюида можно оценить как 0.04 Ом·м) (Гордиенко, 2001),  $\rho$  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 сложно достоверно выделить и мантийную зону частичного плавления.

### СОПОСТАВЛЕНИЕ РАСЧЕТНЫХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Рассмотрим, насколько прогнозные признаки нефтегазоносности, связанные с СА, совпадают с известными геолого-геофизическими данными.

1. Расчетные тепловые аномалии в мантии под различными зонами современной активизации можно проконтролировать данными геотермометров в некоторых регионах. Такая информация достаточно широко распространена в альпийских геосинклиналях и редко встречается на платформе. Кроме того, молодой магматизм части Сибирской платформы и Чешского массива не сопровождается образованием месторождений УВ, а в нефтегазоносных регионах платформ (от докембрийских до эпикиммерийских) магматизм отсутствует. Поэтому трудно говорить о должном контроле тепловой модели верхних горизонтов мантии платформенных зон нефтегазоносности геотермометрами. Тем не менее, можно констатировать, что расчетные модели неплохо согласуются с этой информацией. Отклонения не превышают обусловленных погрешностями определения РТ-условий образования минералов ксенолитов.

Расчетное распределение  $T$  в верхней части коры отражает максимальный вариант модели для центра проницаемой зоны с поднимающимися флюидами (рис. 6). Уже на незначительном расстоянии от него температуры должны быть близки к фоновым, характерным для среднего ТП в регионе. Для ДДВ это  $43 \text{ мВт/м}^2$ , соответствующие  $T$  широко распространены во впадине. Максимальные зафиксированные температуры приближаются к расчетным аномальным или совпадают с ними (рис. 6).

Во внешней зоне нефтегазоносного Предкарпатского прогиба (с платформенным основанием), где фоновый ТП незначительно отличается от наблюдаемого в ДДВ, аномалии интенсивнее и больше распространены. То же можно сказать о Скифской плите. Не исключено, что процесс теплопереноса в коре этих регионов начался несколько раньше, чем в ДДВ.

Температуры в осадочном слое нефтегазоносных регионов альпид (Карпат, Закарпатского и Паннонского прогибов, Камчатки) существенно выше из-за иного фона.

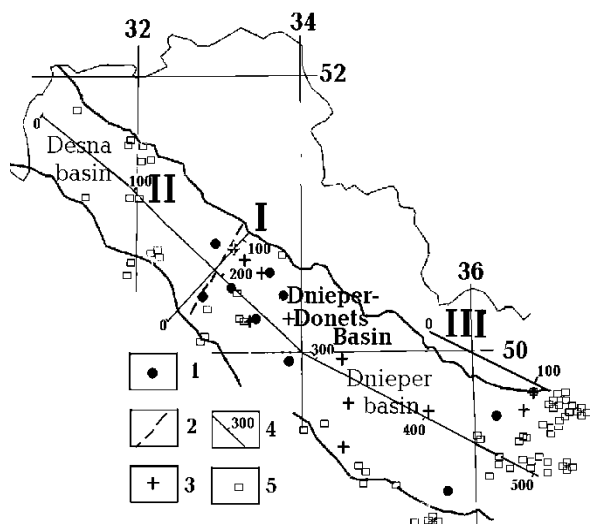


Рис. 8. Некоторые признаки активизации и нефтегазоносности ДДВ.

1 - аномалии  $^3\text{He}/^4\text{He}$  (Гордиенко и др., 2001), 2 - северо-западная граница зоны гидрогеологической инверсии (Лукин, 1997), 3 - зоны АВПД на месторождениях, для части которых установлен возраст залежи менее 1 млн л (Атлас..., 1998, Лукин, 1997), 4 - профили I и II, вдоль которых построены двумерные геоэлектрические модели, и профиль III гравитационного моделирования (Гордиенко и др., 2006) (см. ниже), 5 - пункты с ТП более  $55 \text{ мВт/м}^2$ .

2. Аномалии ТП представлены во всех нефтегазоносных регионах Украины, в Паннонии, Предкавказье, на Камчатке, Западно-Сибирской плите и др.. Во всех альпидах (исключая их передовые прогибы) они значительно превосходят наблюдаемые в платформенных бассейнах. Различия примерно соответствуют прогнозным (см. выше). Сложнее всего аномалии диагностируются в регионах, где связаны только с локальным прогревом пород у проницаемых разломов. Одним из примеров такой ситуации может служить тепловое поле ДДВ. Фоновый тепловой поток здесь невысок -  $43 \text{ мВт/м}^2$ . Определяя аномалия как превышение фона на 3 среднеквадратических погрешности, получим величину  $55 \text{ мВт/м}^2$ . Распределение пунктов, в которых установлены такие (и большие) значения ТП, показано на рис. 8. Очевидно, что аномалии встречаются по всей впадине. В переходной зоне от ДДВ к Донбассу их концентрация растет, в Донбассе это

уже возмущения не локальные, а занимающие значительную часть региона. Параметры процесса современной активизации в ДДВ и Донбассе в этом смысле различны.

Довольно неожиданно выглядит распространение аномалий ТП на северо-западную часть ДДВ, где отсутствует современная нефтегазоносность (рис. 8). Возможно, возмущения теплового потока здесь созданы другими механизмами, что существенно понижает роль ТП как признака нефтегазоносности. Для уверенности в таком выводе необходимо более детально изучить возрасты остаточных битумов (предположительно – следов существовавших ранее месторождений УВ (Лукин, 1997)) в Деснянском бассейне.

Впрочем, объяснение несовпадения аномалий ТП и месторождений УВ может быть связано с ограниченным развитием углеродсодержащей толщи рифея в ДДВ. Обломки ее пород известны только между меридианами 34° и 37° в.д. (Лукин, 1997), хотя нельзя исключать некоторого продолжения толщи за эти пределы (месторождения УВ прослеживаются до меридиана 32°15') (Атлас..., 1998).

3. Изотопное отношение гелия подземных вод ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) определялось во многих нефтегазоносных регионах: на Камчатке (Каменский и др., 1976), в Предкавказье (Поляк, 1988), в ДДВ, Припятском прогибе, Карпатах, Паннонии, на Скифской плите (Гордиенко и др., 2001) и др.. Во всех случаях фиксируются аномалии различной интенсивности, свидетельствующие о попадании в приповерхностные флюиды мантийного гелия. Впрочем, картина не кажется однозначной: в ДДВ интенсивность аномалий незначительна, в Карпатах и на Скифской плите они много больше. Но в Предкарпатском прогибе, где сосредоточены основные запасы УВ региона, аномалии изотопии гелия отсутствуют.

Превышение фоновых значений  $^3\text{He}/^4\text{He}$  (около  $2 \cdot 10^{-8}$ ) в ДДВ фиксируется только на юго-восточной части территории впадины (рис. 8) – примерно до меридиана 32°45'. На северо-западе (Деснянский бассейн) аномалии отсутствуют, они появляются севернее, в Припятском прогибе. Это соответствует распределению месторождений УВ во впадине и прогибе (Атлас..., 1998).

Аномалии изотопии гелия в ДДВ локальны: в единственном случае, когда изучено распределение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в зависимости от расстояния до разлома (к которому приурочен максимум возмущения), фоновое значение достигается в километре от него.

В целом можно считать, что прогнозный изотопно-гелиевый критерий нефтегазоносности оправдывается (он подтвержден на многих месторождениях мира (Валяев и др., 2014 и др.)), но его применение существенно ограничено редкой и неравномерной сетью определений  $^3\text{He}/^4\text{He}$ .

4. Поднятия поверхности впадины, произошедшие за последние примерно 3 млн л, приведены на рис. 9 по данным работы (Верховцев, 2006).

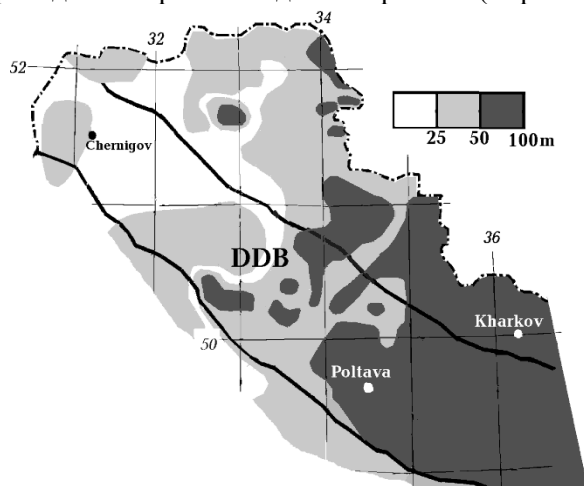


Рис. 9. Распределение амплитуд поднятий поверхности в районе ДДВ за последние 3 млн л (Верховцев, 2006).

Представленная на рис. 9 картина поднятий не противоречит сделанному прогнозу. Северо-западная граница активизированной части впадины оказывается примерно на том же месте, что и на рис. 8. Однако создается впечатление (особенно при сравнении с данными о перемещениях поверхности за больший период), что перестройка плана поднятий еще не завершена, выделение нефтегазоносной части ДДВ в самостоятельную структуру продолжается.

Заслуживают внимания «ответвления» аномальных поднятий из ДДВ на склон Воронежского массива в районе меридиана 34° в.д.. Восточнее меридиана 35° в.д. в пределах аналогичной зоны поднятий известны месторождения газа в породах фундамента севернее краевого разлома ДДВ.

5,6. Перемещения по разломам в период современной активизации отмечены в (Верховцев, 2006) практически по всей территории Украины. Это не удивительно, так как зон много, а движения по разломам могут, по-видимому, распространяться за их пределы. В ДДВ

представлены преимущественно сбросы и взбросы, часть нарушений наследует крупные древние разломы или близка к ним, большинство молодых нарушений «оживляют» мелкие древние разломы или проходят по местам, где таковые ранее не фиксировались (рис. 10).

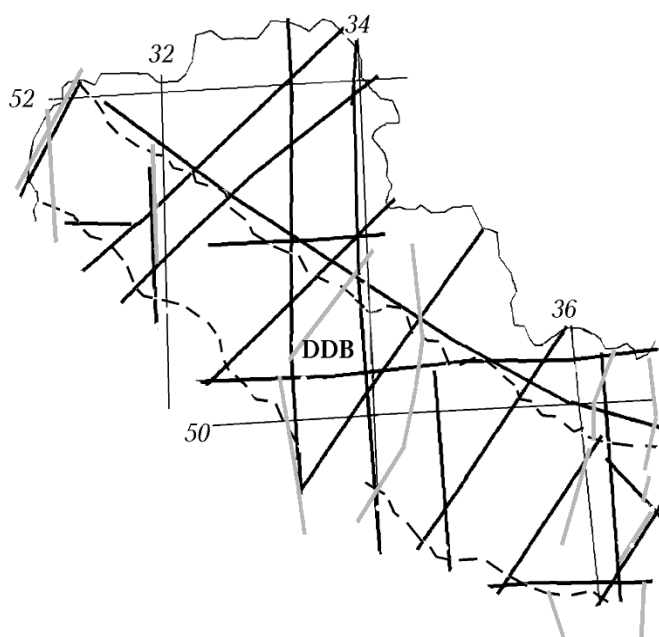


Рис. 10. Разломы, активизированные в последние 3 млн л (Верховцев, 2006). Серым цветом показаны крупные древние разломы (Карта..., 1988).

Таким образом, разломы в ДДВ активизированы, это способствует переносу глубинных флюидов, прогнозный диагностический критерий присутствует, но его значение для локализации районов, перспективных на месторождения УВ, практически нулевое. Примерно то же можно сказать и о сейсмичности (рис. 7). Не исключено, что при более детальном исследовании в пределах впадины будет обнаружено больше слабых землетрясений. В других

нефтегазоносных регионах на Украине и за ее пределами сейсмичность в той или иной мере проявляется. Но она обнаруживается и в зонах СА без месторождений УВ.

Прогнозировать глубину гипоцентров для зон СА, включающих весьма различные варианты глубинного процесса, невозможно. Вероятным кажется предположение, что должны быть широко представлены мелкофокусные землетрясения, но в отдельных случаях (скорее всего, вне нефтегазоносных регионов, но в тех же зонах СА) могут встречаться более глубоководные вплоть до самых глубоких (Гордиенко и др., 2008а,б). На Украине представлены только мелкофокусные, почти исключительно коровые.

7. Зоны аномально высоких пластовых давлений распространены в ДДВ и других нефтегазоносных регионах Украины и за ее пределами (Атлас..., 1998). На Украине они отсутствуют только на месторождения Вольно-Подольской плиты. Не исключено, что мелкие и редкие месторождения этого региона относятся только к верхней части зоны циркуляции глубинных флюидов или существуют слишком долго после последнего пополнения жидкостью под высоким давлением.

8. Распространенность зон гидрохимической инверсии примерно такая же, как АВПД (рис. 8), они встречены в нефтегазоносных регионах Украины и других местах. 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 прогнозируемому.

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). 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 нефтегазоносных регионов Украины недостаточно точна и достоверна для выделения скоростных аномалий. Во многих случаях создается впечатление компенсации тепловых эффектов аномалиями, связанными с базификацией пород коры. Впрочем, в Закарпатском прогибе – на 20-27 км (Исследование ..., 1980), Припятском прогибе – на 20-30 км (Боборыкин и др., 1993), в Балтийской синеклизе – на 20-23 км (Pshenko, 1999) эти аномалии наблюдаются отдельно. Их глубины неплохо соответствуют обычными для переходного слоя коры, содержащего породы амфиболитовой фации метаморфизма, где возможно современное частичное плавление.

Ситуация с выделением аномалии  $V_p$  в верхних горизонтах мантии несколько лучше, так как можно использовать значительный массив фактического материала, что увеличивает шансы на успешную диагностику постулированного возмущения. Понижения скорости продольных сейсмических волн отмечены в мантии под многими нефтегазоносными регионами. Интересно сопоставить с нефтегазоносностью скоростные разрезы мантии Северной Евразии. В работе (Булин и др., 1999) такое сравнение не привело к определенному результату: отрицательные скоростные аномалии обнаружены в верхах мантии (в слоях мощностью в несколько десятков км) под газовыми и газопо-конденсатными месторождениями (абсолютные значения  $V_p$  – 7.9-8.2 км/сек), но под 65% нефтяных месторождений скорости повышены до 8.3-8.7 км/сек.

Прогнозируемое принятой моделью глубинного процесса распределение скорости сложно (см. выше). Оценки интегрального эффекта показывают, что знак аномалии должен сохраниться, интенсивность уменьшится по сравнению с полной величиной возмущения тепловой природы до 0.1-0.15 км/с. Молодость процесса должна приводить к распространению ситуаций, когда значительная часть высокоскоростных эклогитов сосредоточена непосредственно под корой. Здесь сохранение отрицательной аномалии проблематично.

Для проверки прогноза использован фактический материал ГСЗ и данные невзрывной сейсмологии, относящиеся к нефтегазоносным регионам, в которых скоростные разрезы охватывают подкоровую толщу мантии мощностью от нескольких десятков до 100 км (Боборыкин и др., 1993, Геофизические..., 1996, Гонтовая и др., 2007, Исследования..., 1980, Pshenko, 1999, Pavlenkova et al., 2006 и др.). Расположение мест отбора данных представлено на рис. 11.

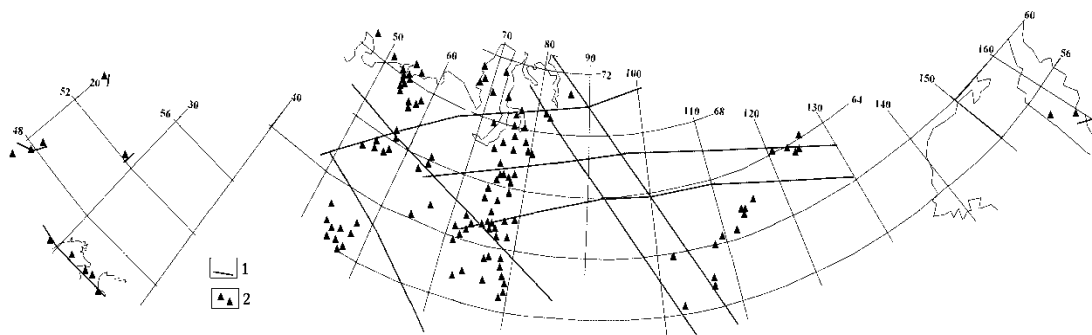


Рис. 11. Профили, вдоль которых построены скоростные разрезы верхних горизонтов мантии (1) и известные месторождения УВ (2) в северной Евразии.

Представлены Балтийская синеклиза, Припятский прогиб, Паннония и Закарпатский прогиб, Скифская плита, восточная часть Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирская плита, южная и восточная окраины Сибирской платформы, Камчатка. На этой значительной территории отобраны скоростные разрезы на платформах за пределами зон УВ (и нефтегазоносных регионов) с шагом 100 км и проведено осреднение значений  $V_p$  в интервалах глубин мощностью 20 км начиная с 40 км. Такая же операция проделана в нефтегазоносных регионах. Результаты сравнения представлены на рис. 12.

Экспериментальные данные для платформы согласуются с расчетным распределением, т.е. в этих регионах среднее содержание эклогитов в мантии резко не отличается от принятого в использованной модели. В активизированных нефтегазоносных регионах согласование

достигается только глубже 100 км (рис. 12). На меньших глубинах в полном соответствии с прогнозом скорости повышены по сравнению с расчетными из-за появления коровых эклогитов, которые в регионах с различными предшествующими эндогенными режимами успели опуститься на разную глубину.

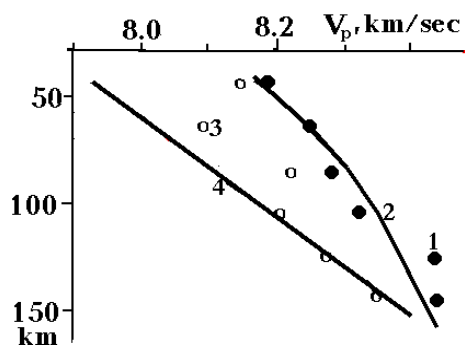


Рис. 12. Распределение  $V_p$  в верхней мантии северной Евразии.

1 – средние значения под платформами вне зон СА, 2 – расчетное распределение скорости (среднее между вариантами для нормальных и пониженных  $T$  в мантии под платформой), 3 – средние значения под нефтегазоносными регионами, 4 – расчетное распределение скорости (среднее для тепловых моделей на рис. 1).

10. Для неактивизированных платформенных и активизированных нефтегазоносных регионов Северной Евразии построены гистограммы распределения глубин раздела  $M$ . Они представлены на рис. 13.

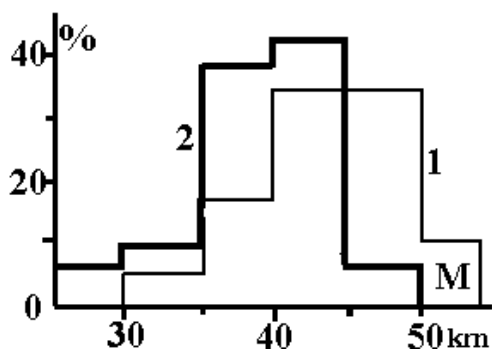


Рис. 13. Гистограммы распределений мощностей коры в платформенных (1) и нефтегазоносных (2) регионах Северной Евразии.

Экспериментальные данные, собранные на большой территории в регионах с разной предшествующей геологической историей, показывают, что статистически эффект утонения коры все же проявляется. Различия в глубине раздела  $M$  составляют около 5 км, что согласуется с величиной, принятой при оценке амплитуды молодых поднятий (см. выше).

При построении гистограммы не использовались данные по ДДВ. Это связано с неясностью времени утонения коры впадины. Средняя глубина  $M$  в ее пределах – около 39 км, но мощный осадочный слой палеозойского и (в меньшей мере) мезозойского возраста скорее всего указывает на утонение в период герцинского рифтогенеза и киммерийской активизации. «Причастность» современной активизации к этому процессу должна рассматриваться отдельно, что пока не сделано.

11. «Мантийную» гравитационную аномалию и геоэлектрическую модель средней части коры можно с достаточной достоверностью рассмотреть только на примере ДДВ. В других нефтегазоносных регионах Украины и за ее пределами модели необходимой детальности еще не построены или аномалии включают мощные эффекты, не связанные с СА рассматриваемого региона. Эти помехи в выделении «мантийной» гравитационной аномалии присутствуют в Карпатском регионе (включая Предкарпатский прогиб) и на Камчатке – влияние альпийской геосинклинали, на Скифской плите – влияние молодого рифта Черного моря. В Балтийской синеклизе и Припятском прогибе они отсутствуют, но результаты очень ограничены. Можно упомянуть, что они не противоречат установленным в ДДВ.

В ДДВ плотностные модели коры построены вдоль семи поперечных профилей ГСЗ и шести расположенных между ними вспомогательных, для которых скоростные разрезы коры представлены как средние между известными на соседних профилях (Гордиенко и др., 2006). Скоростные модели пересчитаны в плотностные, определен гравитационный эффект коры и нормальной мантии, сопоставленный с наблюдаемым полем. Разница составила мантийную гравитационную аномалию, в которой кроме эффекта аномальных плотностей мантии неизбежно содержатся и эффекты коровых объектов, не учтенных исходной моделью. В рассматриваемом случае ими вполне могут быть проницаемые зоны разломов, подводящие глубинные флюиды к верхней части осадочного слоя. Выполненные оценки погрешности расчета указывают на достоверно выделяемую величину мантийной аномалии минус 20 мГал. Ее расположение показано на рис. 14, где аномалия сопоставлена с известными месторождениями УВ ДДВ.



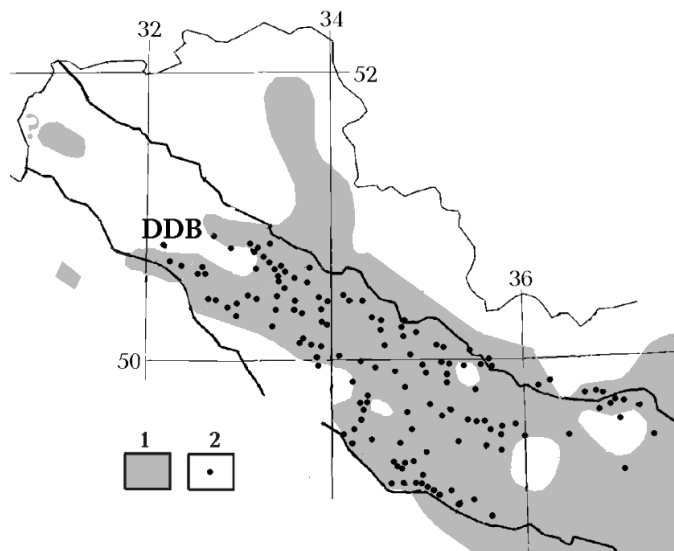


Рис. 14. «Мантийная» гравитационная аномалия в районе ДДВ.

1 – территория аномалии интенсивностью 20 мГал и более, 2 – месторождения УВ.

Проанализируем соответствие аномалии прогнозной величине. Последняя определена как эффект теплового разуплотнения подкоревой части мантии. Влияние расположенных на больших глубинах тепловых уплотнений невелико и в модели не учитывалось. Расчетное распределение поперек впадины (и зоны СА) представлено на рис. 15. С ним

сопоставлены величины экспериментально установленной мантийной гравитационной аномалии, осредненные на всем протяжении значащего возмущения с шагом поперек ДДВ около 12 км.

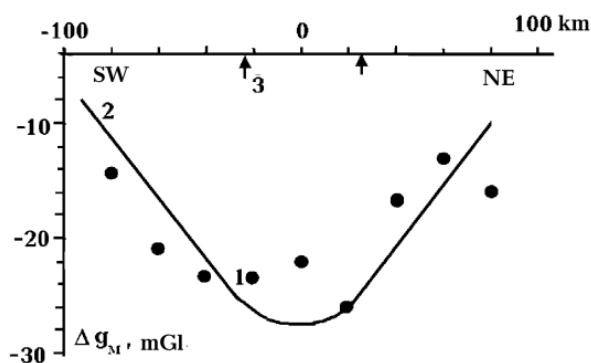


Рис. 15. Сравнение установленной по полю и результатам моделирования (1) и расчетной по аномальной температуре (2) гравитационной мантийной аномалии в ДДВ.

3 – положение краевых разломов рифейского грабена ДДВ.

Очевидно, что прогнозная величина аномалии подтверждается, различия между расчетными и экспериментальными

значениями составляют несколько мГал, что явно меньше погрешности вычислений. Кроме того, просматриваются дополнительные возмущения, связанные с продольными разломами предположительно рифейского возраста, вероятно, «оживленными» в период современной активизации.

Данные рис. 14 демонстрируют согласованность аномалии и месторождений УВ, но из них следует и невозможность выявить нефтегазоносную область по аномалии. Последняя значительно больше по площади, так как отражает всю зону современной активизации. Небольшие фрагменты аномалии юго-западнее, западнее и северо-западнее ее основной территории представляют собой окраины Кировоградской, Днепровской и (вероятно) Южно-Припятской зон современной активизации (Гордиенко и др., 2005, 2006). На северо-восток от основного возмущения примерно вдоль 34° в.д. ответвляется аномалия, отвечающая северному продолжению Кировоградской зоны современной активизации (тянущейся по геоэлектрическим данным и вне Украины).

На северо-восточном борту ДДВ (рис. 8) предпринята попытка рассмотрения гравитационных аномалий, связанных с проницаемыми разломами, в «чистом» виде, без мантийного возмущения. Это стало возможным из-за довольно значительной информации о мощности осадочного слоя и его составе, полученной при бурении. Из наблюдаемого поля были исключены эффект мантийного разуплотнения и осадочного слоя ДДВ (рис. 16).

Интенсивность выявленных аномалий достигает примерно 5 мГал. В районе изучены параметры трещиноватых зон, которые позволяют рассчитать соответствующие гравитационные эффекты, подбирая ширину зон разуплотнения (Гордиенко и др., 2006). В подобранные зоны почти полностью попадают известные газовые месторождения северо-восточного борта ДДВ.

На борту лучше, чем во впадине проявляются небольшие по интенсивности аномалии теплового потока (рис. 16). Видно, что рост параметра приурочен к проницаемым зонам, контролирующим большинство месторождений.

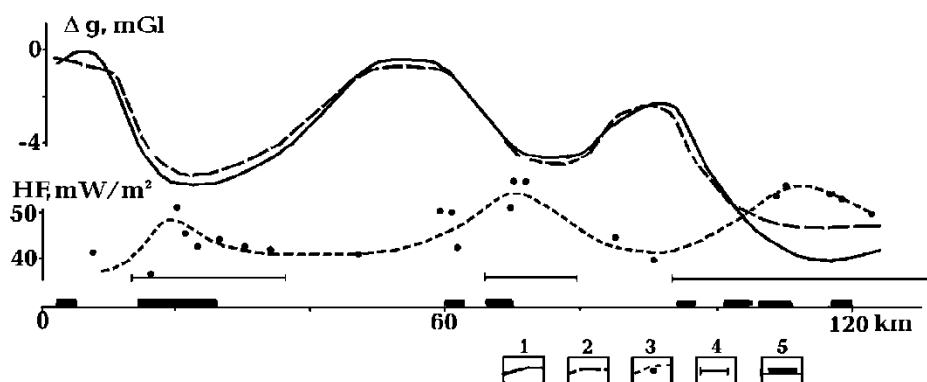


Рис. 16. Распределение глубинного ТП и сравнение осредненного аномального гравитационного поля на профиле III (рис. 8) с расчетным.

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

12. Принятая модель процесса образования месторождений УВ позволяет прогнозировать две аномалии электропроводности - в коре и верхней мантии. В некоторых нефтегазоносных регионах они установлены: в Балтийской синеклизе - на 20-23 и 50-80 км (Гордиенко, 1993), на Восточной Камчатке - на 10-40 и 70-100 км (Мороз, 2009), в западной части Скифской плиты - на 10-30 и 40-100 км, в центральной части Скифской плиты на Украине - на 15-20 и 80-100 км, в частях Предкарпатского прогиба - на 20-30 и 50-70 и на 10-20 и 50-100 км, в Припятской впадине - на 20-30 и 50-80 км, в Паннонии - на 70-170 км (Геоэлектрическая..., 1998). В Складчатых Карпатах и Закарпатском прогибе сведения о проводнике в мантии противоречивы, коровый проводник располагается в интервале глубин примерно 10-20 км. Такая информация в общем не противоречит прогнозу, но недостаточно детальна.

Глубинные геоэлектрические исследования в ДДВ (Гордиенко и др., 2006) проведены в два этапа. На первом изучено распределения  $\rho$  верхней наиболее проводящей толщи осадков. Ее суммарная продольная проводимость достигает 3,000 См. Учет влияния этого объекта позволил на втором этапе выделить во впадине и более глубокий прерывистый проводник, расположенный в нижней части осадочного слоя и глубже. Его размещение в разрезе на поперечном и продольном профилях I и II (рис. 8) показано на рис. 17.

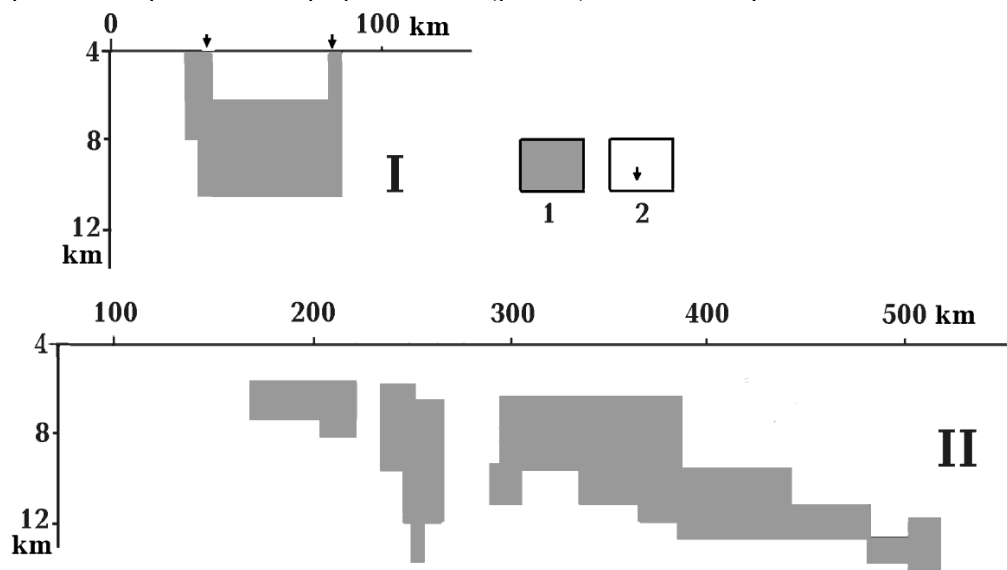


Рис. 17. Расположение глубинных проводящих объектов в земной коре ДДВ вдоль профилей I и II (рис. 8).

1 - контуры проводников с  $\rho$  1-25 Ом·м, 2 - положение краевых разломов рифейского грабена ДДВ.

Величины  $S$  корового проводника согласуются с представлениями об его образовании в виде зоны, содержащей флюиды над слоем частичного плавления. Она располагается именно в нефтегазоносной области ДДВ.

К настоящему времени удалось выявить и мантийный проводящий объект под зоной СА ДДВ на глубинах 40-70 км с величинами  $\rho$  от первых десятков до единиц Ом·м (устное сообщение И.М. Логвинова).

### ВАРИАЦИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ И АНОМАЛИЙ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Принятая модель формирования месторождений УВ подразумевает значительную неравномерность в распределении их запасов. Если схема процесса верна, то вместе с вариациями этого параметра должны изменяться и аномалии гравитационного поля, электропроводности и теплового потока, максимумы которых приурочены к зонам проницаемых разломов. Рассмотрим проблему на примере ДДВ. Будем считать, что известные месторождения на ее детально изученной территории отражают "полную" нефтегазоносность, т.е. количество УВ в еще не открытых месторождениях изменяется от места к месту примерно так же, как в уже открытых. Начальные добываемые запасы категорий  $A+B+C_1$  известных месторождений (по данным из работы (Атлас..., 1998)), представленные нефтью, газом и конденсатом, пересчитаны в условное топливо – рис. 18.

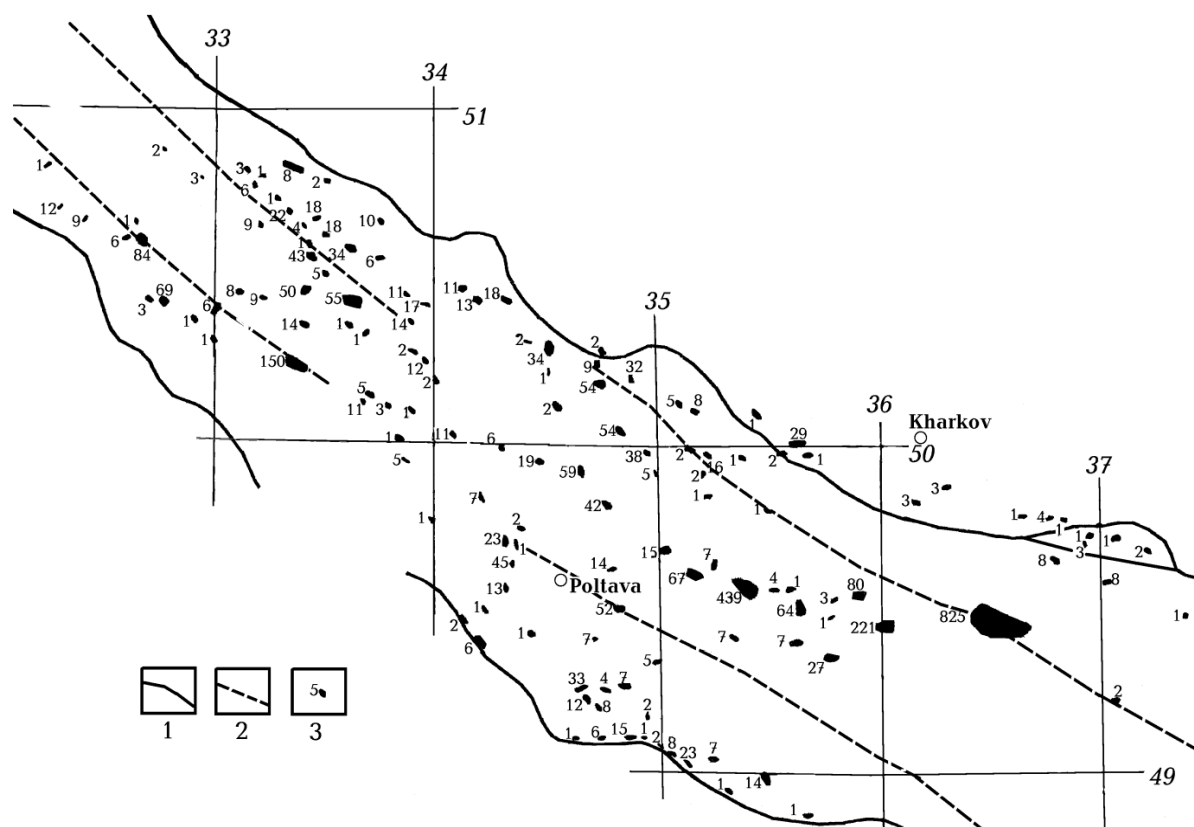


Рис. 18. Запасы (в млн. т у.т.) месторождений углеводородов ДДВ.

1 – краевые разломы впадины, 2 – краевые разломы рифейского грабена ДДВ, 3 – месторождения УВ.

Для характеристики изменчивости нефтегазоносности территория впадины и ее бортов была разбита на поперечные участки шириной 25 км и продольные полосы несколько изменяющейся (в соответствии с расширением ДДВ к юго-востоку) ширины. В среднем ширина продольной полосы составляла 12,5 км. Для каждого участка и полосы вычислены суммарные запасы, отнесенные к единице площади ( $F$ ) и построены кривые их изменения вдоль и поперек ДДВ, причем значения  $F$  отнесены к центрам соответствующих участков и полос (рис. 19).

Очевидна очень сильная изменчивость параметра  $F$ . Максимумы на поперечном профиле приурочены к краевым разломам рифейского грабена, на продольном – располагаются (с

северо-запада на юго-восток) примерно у Западно-Ингулецкого, Криворожско-Кременчугского, Орехово-Павлоградского, Западно-Приазовского и Центрально-Приазовского глубинных разломов. Расположение у краевых разломов рифейского грабена крупнейших месторождений УВ ДДВ создает максимумы  $F$ , на склонах которых теряется эффект приуроченности многих месторождений в юго-восточной части Днепровского бассейна к краевым разломам ДДВ и переходной зоны от ДДВ к Донбассу. Своеобразие перемещений по этим фрагментам разломов отмечено еще на герцинском этапе развития впадины (Гордиенко и др., 2006).

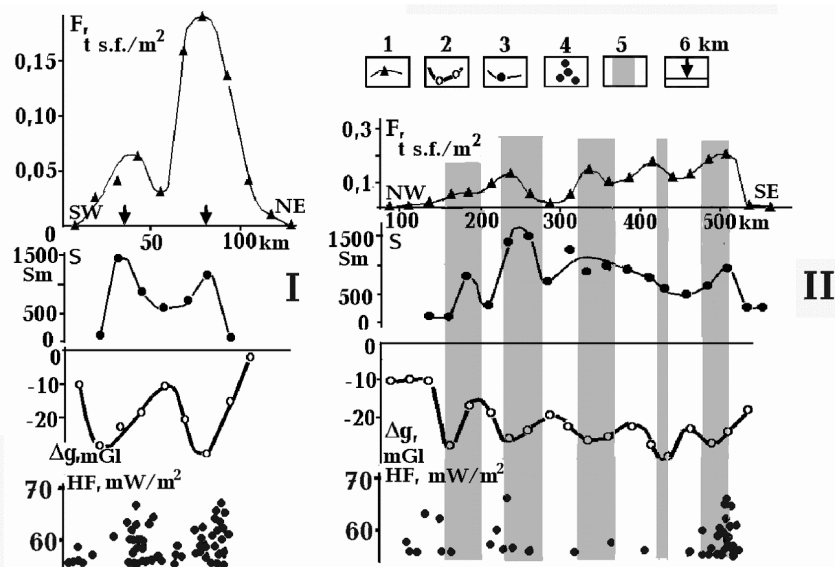


Рис.19. Вариации вдоль профилей I и II (рис. 8) нефтегазоносности, аномалий силы тяжести, величины  $S$  корового проводника, теплового потока.

1 – изменения  $F$ , 2 – вариации мантийной аномалии  $\Delta g$ , 3 – вариации величины  $S$  корового проводника, 4 – тепловой поток, показаны только ТП более 55 мВт/м<sup>2</sup>), 5 – глубинные разломы, 6 – краевые разломы рифейского грабена.

Связь аномалий гравитационного поля и электропроводности с разломами и нефтегазоносностью выражена довольно отчетливо. Соответствие им аномалий теплового потока не повсеместно. В целом складывается впечатление, что в межразломных зонах образование и перенос УВ практически отсутствуют. Поскольку в процессе участвуют и продольные и поперечные разломы, в какой-то мере заполнена месторождениями и территория между поперечными разломами.

Может возникнуть впечатление связи величины  $F$  с интенсивностью аномалий физических полей. Оно принципиально неверно. Оба вида аномалий «отмечают» проницаемые зоны, а их величина зависит от характера и интенсивности процессов в них, которые могут создавать различные отношения, например,  $F$  и  $S$ .

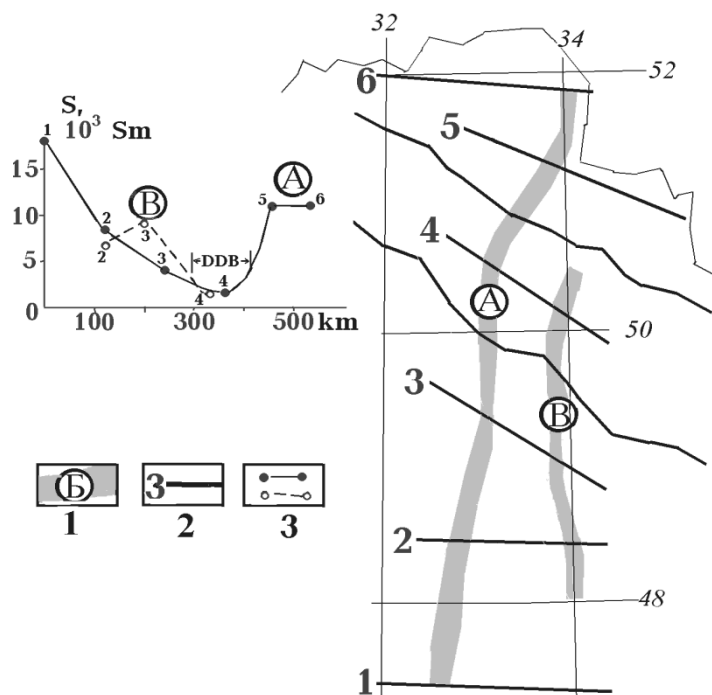


Рис. 20. Изменение величины  $S$  вдоль Кировоградской аномалии электропроводности.

1 – коровые проводящие объекты, 2 – профили геэлектрических исследований, вдоль которых построены двумерные модели, 3 – примерные величины  $S$  в местах пересечений профилями проводящих объектов.

Последнее хорошо видно на изменениях параметров вдоль Кировоградской аномалии электропроводности (рис. 20). Коровые проводящие объекты аномалии на рис. 20 показаны непрерывными и не разветвляющимися, что, скорее всего, неверно (Гордиенко и др., 2006). Значения  $F$  отличаются от нуля только в ДДВ. Величины  $S$  здесь минимальны в обоих проводящих объектах.

Таким образом, выявленные геофизические критерии служат для обнаружения и трассирования проницаемых разломных зон, по которым перемещаются флюиды, что может способствовать выделению наиболее перспективных на месторождения УВ частей нефтегазоносной области. Но их недостаточно для выделения такой области внутри зоны современной активизации.

## ВЫВОДЫ

Предпринятая попытка анализа связи месторождений углеводородов с процессом современной активизации позволила с большой определенностью установить ее наличие и характер. На данное время она вкратце сводится к следующему.

Основное событие процесса СА - мантийный теплоперенос – приводит к появлению перегретого и частично расплавленного подкорового объекта. Из него в кору поступают выплавки, прогревающие ее нижнюю и среднюю части, в результате чего предварительно метаморфизованные основные и ультраосновные породы серпентинизируются, выделяя водород и УВ. Сопровождающая активизацию сейсмичность на порядки (примерно в 1,000 раз) повышает проницаемость зон глубинных разломов, обеспечивая быстрый перенос флюидов вверх через углеродсодержащие зоны разной природы, количество УВ возрастает в несколько раз. Сотрясения создают и возможность отделения и накопления углеводородов.

Очевидна необходимость выделения зон СА по комплексу геолого-геофизических признаков. При условии изученности территории необходимыми методами достоверность диагностики зон велика (рис. 21). Однако графитсодержащие горизонты «гранитного» и переходного слоев коры, судя по имеющимся данным геоэлектрики, распространены далеко не повсеместно, не везде есть осадочный слой и он не обязательно содержит достаточное количество органического углерода в нужном интервале глубин (РТ-условий).

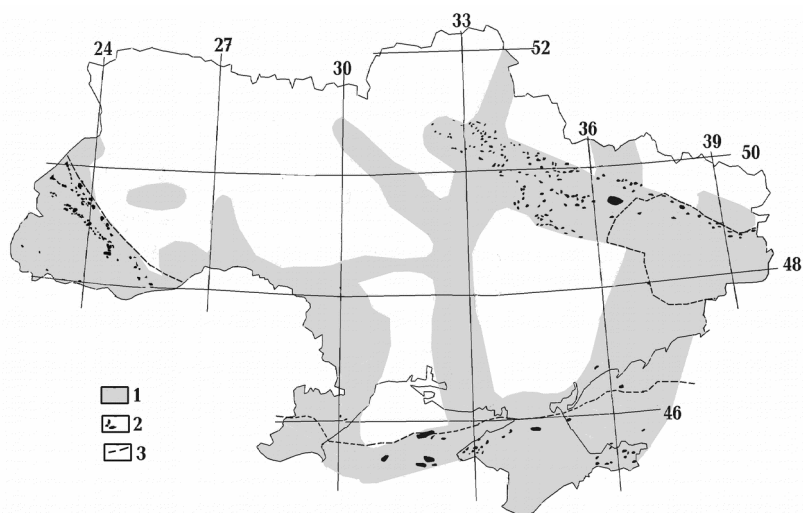


Рис. 21. Зоны СА Украины и месторождения УВ.

1 – зоны современной активизации Украины по имеющимся данным, 2 - примерные контуры месторождений, 3 – граница докембрийской платформы.

Для выделения нефтегазоносных регионов внутри зон СА еще предстоит разработать специальную методику,

контуры которой могут проясниться после более детальных гравиметрических, геотермических и геоэлектрических исследований уже выявленных зон, изучения состава глубинных газов и металлометрических аномалий в их пределах независимо от наличия в них нефтегазоносных районов. Внутри последних комплекс критериев, основанных на предлагаемой гипотезе образования месторождений УВ, может заметно дополнить применяемый в настоящее время. Необходимо, реализуя идеи о глубинных УВ Н.А. Кудрявцева и В.Б. Порфирьева, осуществить программу изучения горизонтов под известными месторождениями. Не вызывает сомнений необходимость выведения добычи угольного метана на уровень, отвечающий его запасам.

## 12. ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ ЭНЕРГОРЕСУРСЫ

Значение земного тепла в энергетическом балансе мира пока еще незначительно. Но это - наиболее быстро растущая часть энергетики (Лут и др., 2001, Забарный и др., 1997 и др.). Внедрение в последние годы новых технологий извлечения тепла (тепловых насосов и др.) (Kohl et al., 2002, Лут и др., 2001, Tester et al., 1990 и др.) демонстрирует возможность выхода геознергетики на одно из ведущих мест в коммунальном секторе отрасли. В развитых странах за последние несколько лет введено в строй около миллиона геознергетических установок для домов. Привлекательна и экологическая сторона дела: в современных геознергетических системах предусмотрено полное возвращение глубинной воды в пласт. Поэтому анализ геотермических данных с точки зрения оценки ресурсного потенциала тепловой энергии представляется важным и актуальным.

В данной работе речь идет об исследованиях регионального характера, направленных именно на оценку плотности ресурсов ( $W$ ). Хотя переход к определению запасов месторождений уже осуществим в настоящее время при появлении конкретных задач в ряде регионов Украины. В соответствии с требованиями, разработанными для других полезных ископаемых, такая оценка может быть выполнена в различных вариантах (Дядькин, 1985, Дядькин и др., 1991, Гордиенко, 2001, Гордиенко и др., 2002, Шпак и др., 1989 и др.): с различной степенью обоснованности и с ориентировкой на различные технологии извлечения тепла. Наиболее приемлемой (в полной мере отражающей энергетический потенциал региона) представляется циркуляционная технология извлечения тепла из сухих пород (Armstead et al., 1987, Шпак и др., 1989 и др.). Для нее и будут проведены расчеты, которые при необходимости могут быть пересмотрены с учетом требований других технологий.

По степени обоснованности ресурсы принято подразделять на перспективные ( $C_3$ ) и прогнозные ( $P_1$  и  $P_2$ ). При оценке ресурсов категории  $P_2$  рассматривается только возможность наличия в регионе условий для формирования месторождений геотермальной энергии. Сведения о распределении температур в недрах получаются на базе геолого-геофизических данных (лишь отчасти - геотермических), при расчетах вводится предельно достижимая глубина бурения (10 км). Предполагается, что массив пород можно охладить до температуры поверхности. Очевидно, что таким образом осуществима лишь оценка по максимуму, мало пригодная для выделения конкретных районов, потенциально перспективных для добычи тепла Земли. При оценке ресурсов категории  $P_1$  изучаются регионы, для которых уже в принципе ясна возможность добычи энергии. Вычисления ведутся для реальных сейчас глубин бурения (до 6 км) и учитываются требования разных потребителей энергии к температуре входа теплоносителя в теплообменник и его сброса. Перспективные ресурсы  $C_3$  учитывают еще и экономическую целесообразность использования земного тепла, что выражается в ограничении их плотностями, при которых получаемая энергия может конкурировать с поставляемой традиционными источниками.

Граница между ресурсами категорий  $P_1$  и  $C_3$  смещается с изменением технологий и стоимости энергии из традиционных источников. Поэтому автор поставил целью провести вычисления для всей территории Украины, оговорив уровень  $W$ , отражающий современное положение границы  $P_1$  и  $C_3$ . При этом будем ориентироваться на ресурсы, пригодные для использования в теплоснабжении, т.е. для добычи из геодиркуляционной системы (ГДС) воды при температуре  $60^\circ\text{C}$  и сброс ее при  $20^\circ\text{C}$ . Это - максимальные ресурсы, так как для обогрева и получения электроэнергии (пара для турбин) нужны  $100-40^\circ\text{C}$  и  $210-70^\circ\text{C}$  соответственно. Принятый подход позволяет использовать признанные в мире результаты экономических оценок, выполненных в Массачусетском технологическом институте, показанные на рис. 1. Они свидетельствуют о достижении рентабельности получения геотермальной энергии ГДС для наиболее совершенных технологий при уровне геотермического градиента ( $\gamma$ )  $20-25^\circ\text{C}/\text{км}$ . Пример практического использования тепловой энергии в районе с такой величиной  $\gamma$  имеется и на Украине.

Следует отметить одну особенность реального источника геотермальной энергии, которая часто представляется неверно. Речь идет об его отнесении к возобновляемым. В принципе это верно: извлеченное из недр тепло когда-то будет компенсировано поступающим снизу. Но

темп такого возобновления при реальных тепловых свойствах среды оказывается несопоставимо больше известной истории человечества, т.е. практически – нулевой.

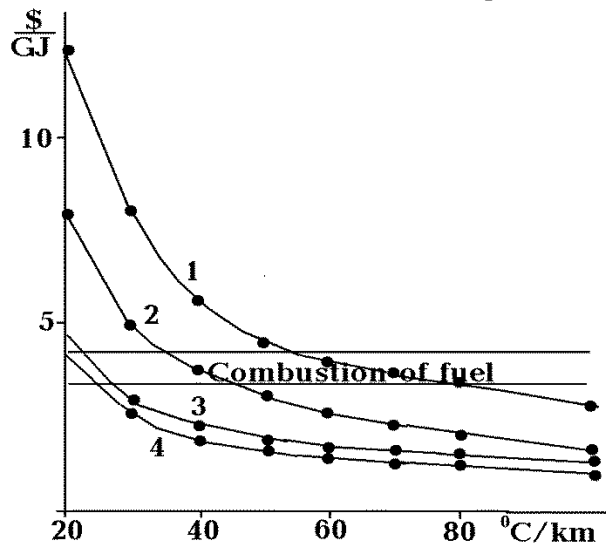


Рис. 1. Себестоимость продукции ГЭС теплоснабжения в зависимости от геотермических условий и уровня технологии. Экономическая модель МТИ 1990 г (Tester et al., 1990).

1-4 - варианты технологии ГЭС.

Привлечение для анализа данных по территории Украины обусловлено двумя причинами: 1. Детальной изученностью, достигнутой в основном работами авторов (Гордиенко и др. 2002, 2016 и др.). 2. Возможностью показать на этом примере значение геотермальной энергии для обычного (не вулканического) региона.

### МЕТОДИКА РАСЧЕТА

Расчет плотности тепловых ресурсов выполняется так (Дядькин и др., 1991 и др.):

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

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., в 1 т конденсата - 1.54 т у.т., в  $1,000 \text{ м}^3$  газа – 1.25 т у.т., в 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/ $\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C}$ ,

$\Delta T$  - разница в температуре теплоносителя и сброса -  $40^\circ\text{C}$ ,

$H_3$  - глубина забоя, на которой определена нижняя  $T$ .

Соответственно  $W = 0.000425(H_3 - H_b)$  в т у.т./ $\text{м}^2$  при  $H$  в м.

Глубина  $H_b$  это та, температура на которой обеспечивает среднюю  $T$  в интервале  $H_3 - H_b$ , равную  $60^\circ\text{C}$ . Она определяется как  $(T_3 - T_r)/0.5 \mathcal{U}$ , где  $T_r$  - температура теплоносителя,  $\mathcal{U}$  - средний геотермический градиент в интервале.

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

Таким образом, задача сводится к расчету  $T$  для данного региона (данного распределения теплопроводности с глубиной) при разных реальных для региона глубинных тепловых потоках (ТП) и последующему расчету  $W$  для глубины бурения 6,000 м (проведены и вычисления для 4,500 и 3,000 м). Учет конкретной температуры поверхности в месте расчета глубинных  $T$  дает вариации значений  $W$  до  $\pm 4\%$  (например, при замене  $8^\circ\text{C}$  на  $6 \div 10^\circ\text{C}$ ). Поэтому в принципе можно в каждом регионе ввести одну  $T_0$  при расчете  $T$  по ТП.

Очевидно, что коэффициент температурного извлечения - не константа. Его необходимо определить, ориентируясь на реальные условия рассматриваемой процедуры.

Расчет показывает, что не все параметры процесса есть смысл учитывать. Прежде всего, температурная аномалия за все время работы системы заметно не выходит за пределы трещиноватой зоны. Ограничением может оказаться время существования системы. Оно связано с заиливанием трещиноватой зоны вокруг скважины, из-за чего перестает усваиваться в нужном количестве закачиваемая обратно вода, увеличиваются расходы энергии на работу нагнетающих насосов и т.д.. По известным данным можно принять длительность эксплуатации ГЭС в 25 лет. Если она не превышает, то момент прекращения извлечения тепла - достижение в пласте, откуда выкачивается вода, средней  $T$   $60^\circ\text{C}$ .

Определим время эксплуатации. По (Tester et al., 1990 и др.) мощность слоя, в котором создается трещиноватость, может достигать 500 м. Размеры участка трещиноватости в плане оценим как 250x250 м. Связанная пористость составляет примерно 0.1 объема пород. Ее изменение заметно не влияет на результат: в зависимости от пористости заполнение системы при одной производительности нагнетающего насоса будет более частным (с меньшим единичным тепловым эффектом) или редким (с большим единичным эффектом).

Количество нагнетаемой воды при приемлемых затратах энергии на закачку составляет 1,000-7,000 м<sup>3</sup>/сут. При реальной величине (упрощающей расчет) 4,300 м<sup>3</sup>/сут пористая система заполняется за 2 года. Понижение T в объеме составляет T<sub>a1</sub> = 0.167·dT (с учетом отношения объемных теплоемкостей воды – 4.18·10<sup>6</sup> Дж/°С·м<sup>3</sup> - и породы). dT - перепад между средней T на глубинах 5,500-6,000м и 20°С. Расчет показывает, что возникшая аномалия полностью сохраняется в объекте (не только на два года, но и на весь реальный период вычислений). Поэтому T<sub>a2</sub> = 0.167(dT - T<sub>a1</sub>) и т.д. вплоть до того момента, когда (dT - сумма T<sub>ai</sub>) не составит 40°С.

Расчетное время для глубины бурения 6 км составляет при геотермических градиентах 2-6 °С/100м 8-23 года, при 3 км – 1.5-13 лет. Таким образом, длительность жизни системы не превышает и K можно определить (T<sub>0</sub>=10°С) как (5,750 Y - 50)/(6,000 - 20/Y)6 Y, где Y - в °С/м. K составляет при Y = 0.02 - 0.108, 0.03 - 0.127, 0.04 - 0.136, 0.05 - 0.141.

Расчет глубинных температур по значениям ТП (наблюденные значения теплового потока для этой цели непригодны, когда речь идет о больших глубинах) в регионах выполнялся для стационарного распределения, из расчетных T исключались внесенные поправки. В Днепроовско-Донецкой впадине (ДДВ) удобнее оказалось не исключать гидрогеологическую поправку, а ввести несколько повышенную теплопроводность в верхней части разреза.

Для вычислений использовались значения средних эффективных теплопроводностей (λ) пород в интервалах глубин 0-1.5, 1.5-3, 3-4.5 и 4.5-6 км, приведенные в таблице 1 (в Вт/м·°С).

Таблица 1. Распределение теплопроводности по глубине в регионах Украины

ΔН, км	1	2	2-3	3	4	5и7	5,7-склоны	6-борта	6	8	9	10
0-1.5	1.85	2.65	2.45	1.8	2.1	2.65	1.7	1.8	1.8	2	1.8	1.6
1.5-3	2.65	2.65	2.45	2.25	2.65	2.65	2.65	2.05	2.05	2.1	2.2	2.05
3-4.5	2.65	2.65	2.45	2.65	2.65	2.65	2.65	2.65	2.2	2.3	2.65	2.5
4.5-6	2.65	2.65	2.45	2.65	2.65	2.65	2.65	2.65	2.3	2.5	2.65	2.65
0-6	2.39	2.65	2.45	2.28	2.49	2.65	2.32	2.22	2.07	2.21	2.27	2.12

Номера регионов: 1 - Закарпатье, 2 - Карпаты, 3 - Предкарпатский прогиб, 4 - Вольно-Подольская плита, 5 – Украинский щит (УЩ), 6 – Днепроовско-Донецкая впадина, 7 - Воронежский массив, 8 - Донбасс, 9 - Южно-Украинская моноклираль, 10 - Крым.

Предлагаемый метод расчета глубинных T содержит очевидные источники погрешностей, прежде всего - неучет реальных значений теплопроводности в точке вычисления. Поэтому для всех регионов были проведены сравнения расчетных и измеренных T на максимальных глубинах измерений. Исключения составили УЩ и его склоны, где практически нет глубоких скважин (кроме Криворожской и Кировоградской, 5 и 3 км соответственно). Построенные гистограммы обнаруживают модальные значения отклонений в Карпатах, Закарпатье, Предкарпатье и Донбассе около 1°С, в ДДВ, Крыму, на Вольно-Подольской плите и Южно-Украинской моноклинали - 3-4°С. Различия резко увеличиваются только в районах с мощными пластами соли, но они непригодны для создания ГЦС. Таким образом, погрешности расчета T не могут заметно сказаться на определении величины W: прогнозируемая ошибка - до 10 %, что сравнимо с погрешностью ТП.

Определим уровень W, ограничивающий районы с плотностью ресурсов категории С<sub>3</sub>. Для минимального геотермического градиента 2°С/100 м он составляет 2.5 т у.т./м<sup>2</sup>. В табл. 2 приведены значения ТП в разных регионах Украины, которые отвечают этой и другим величинам W. Очевидно, что связь плотности геотермальных ресурсов с величиной глубинного теплового потока довольно сложна, особенно - при больших значениях W.

Очевидно, что плотности ресурсов, отвечающие категории С<sub>3</sub>, довольно широко распространены.



Таблица 2. Сопоставление ТП и W в различных регионах Украины

W, тонн у.т./м <sup>2</sup>	ТП, мВт/м <sup>2</sup> в регионах											
	1	2	2-3	3	4	5и7	5,7- склоны	6- борта	6	8	9	10
1						38						
2		48	44	41	45	48	42	40	38	40		
3		59	54	50	55	59	51	49	46	49	50	
4		69	64	60	65	69	60		54	58	59	56
5	73	80	74	69	75	79			62	67	68	64
6	82			79						76		73
7	92									85		81
8	101											
9	111											
10	120											
HF C <sub>3</sub> min	48	53	49	46	50	53	46	44	41	44	45	42

Представляет некоторый интерес сравнение величин W с данными по месторождениям углеводородов. Рассмотрим плотность запасов энергии, которую можно получить в виде товарного тепла из крупного нефтяного месторождения в ДДВ (без учета затрат энергии на транспортировку нефти и при к.п.д. преобразования в полезное тепло 0.8). Примем такие реальные параметры месторождения: мощность продуктивного слоя – 180м, пористость пород коллектора – 0.15, коэффициент заполнения пор – 0.75, коэффициент извлекаемости – 0.37, плотность нефти – 0.8 т/м<sup>3</sup>. Получаем 8.8 т у.т./м<sup>2</sup>. На мелком месторождении (которое в условиях Украины считается рентабельным эксплуатировать при наличии готовых скважин) плотность запасов на порядок меньше.

Таким образом, даже по концентрации геотермальная энергия сопоставима в ряде районов с сосредоточенной в традиционно используемых месторождениях углеводородов. Площади распространения ее несопоставимо больше.

Приведенный выше расчет K предусматривает "одноразовую" методику добычи тепла. В этом смысле величина W (W<sub>6</sub>) представляется резко заниженной. Очевидно, что извлечение энергии можно продолжать и после исчерпания ее источника на глубине 5.5-6 км (возможно, без бурения дополнительных скважин). Возможным представляется получение энергии с глубин не менее 2.5-3 км при геотермическом градиенте 20<sup>0</sup>С/км. Проведя соответствующие вычисления для других глубин подошвы эксплуатируемого интервала (H, в км), получим значения  $W = (0.427H - 0.07)(\gamma - 2.7 + 0.3H)$ . Например, при типичном в ДДВ тепловом потоке 45 мВт/м<sup>2</sup>, "полная" величина W увеличится по сравнению с W<sub>6</sub> в 4.5 раза. Отметим, кстати, что, используя данные по регионам, для которых характерны различные значения W<sub>6</sub>, легко получить (для диапазона W<sub>6</sub> 2.5-10)  $W_3 = 0.53(W_6 - 1.5)$  и  $W_{4.5} = 0.78(W_6 - 0.8)$ .

### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В рассматриваемом случае расчет плотности геотермальных ресурсов базировался на величинах предварительно определенного теплового потока. Изученность территории Украины по этому параметру уникальна. На всей остальной площади Европы установлено около 4,000 значений ТП в отдельных скважинах, на Украине (6% площади континента) – 13,000. Поэтому именно здесь удобно продемонстрировать потенциальные возможности использования тепла Земли в регионах, большинство из которых не отличаются особенно большим энергетическим потенциалом.

Кроме большого количества сведения о тепловом потоке Украину отличает использование глубинных значений ТП. Этот термин подразумевает введение в наблюдаемые значения поправок, учитывающих влияние приповерхностных искажений.

Прежде всего, это относится к влиянию палеоклимата. Специальные исследования позволили подобрать длину временного ряда палеотемператур поверхности, которая позволяет уверенно корректировать значения T на разных глубинах. Полная длина ряда составила около 1.2 млн л. В мелких скважинах на щите поправки иногда достигают трети значения ТП.

Во многих регионах значительным оказалось влияние перетоков подземных вод. Оно очень разнообразно по форме и интенсивности, встречаются случаи, когда геотермический

градиент сокращается почти до нуля. При пересечении скважиной «подземных рек» появляются и отрицательные его значения.

Менее значительными и распространенными в условиях Украины оказались поправки, учитывающие структурный эффект, молодые надвиги, седиментацию. Последние велики под поверхностью дна Черного моря, но эти данные не применялись при расчете  $W$ .

Из-за регионального характера исследований значения ТП в близко расположенных (в пределах одной минуты широты и долготы) скважинах осреднялись. В результате на представленные ниже схемы вынесены 5,500 пунктов. Сеть определений ТП очень неравномерна. Понятно, что большинство значений получено в нефтегазоносных и угленосных районах и на локальных территориях рудных полей. В других местах (прежде всего на большей части УЩ и его склонов, склоне Воронежского массива, части Складчатых Карпат) распространены «белые пятна».

Распределение ТП представлено на рис. 2. Этот вариант карты несколько устарел (Національний..., 2007), в данном случае он просто должен продемонстрировать общую картину вариаций параметра.

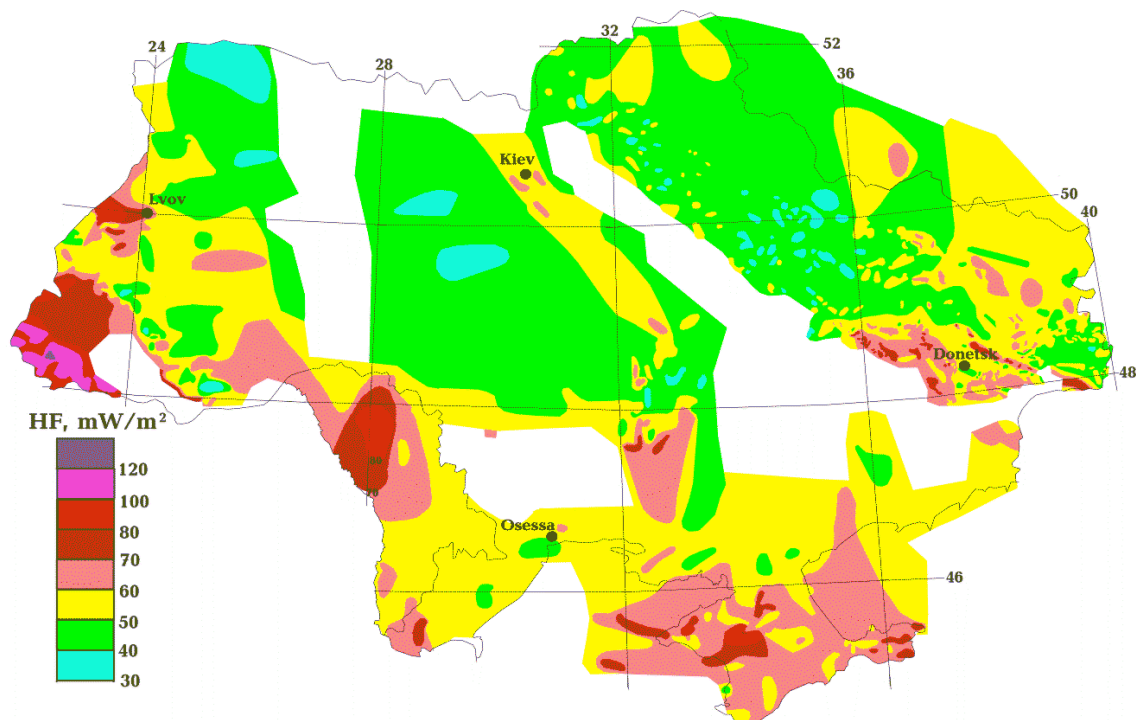


Рис. 2. Глубинный тепловой поток на территории Украины.

Разница между максимальными значениями ТП в Закарпатском прогибе ( $120-130 \text{ мВт/м}^2$ ) и минимальными на Украинском щите ( $30-35 \text{ мВт/м}^2$ ) достигает 4 раз, расчетные величины  $W$  отличаются еще больше (см. ниже). Еще до расчета плотности геотермальных ресурсов можно предположить, что они преимущественно сконцентрированы в трех крупных бассейнах: западном, южном и восточном, разделенных территорией в центре Украины с минимальными ресурсами.

Детальная изученность большинства регионов Украины позволяет выявить еще одну особенность поля, не диагностируемую при редкой сети измерений. Речь идет о локальных аномалиях. Большинство из них нельзя показать на приводимых ниже картах, но именно в их пределах можно получить максимальную в регионе геотермальную энергию (рис. 3).

Поперечный размер аномалий – первые километры, интенсивность возмущения (превышения над местным фоном) довольно однообразна – около  $20 \text{ мВт/м}^2$ , что соответствует росту  $W$  (см. табл. 2) примерно на  $2 \text{ т у.т./м}^2$ . Геологические данные и специальные расчеты показывают, что аномалии приурочены к районам приближения или выхода на поверхность нагретых флюидов, источник которых располагается на глубине 6-7 км в зонах современной активизации (Александров и др., 1996, Гордиенко, 2001, Гордиенко и др., 2002а,б и др.).

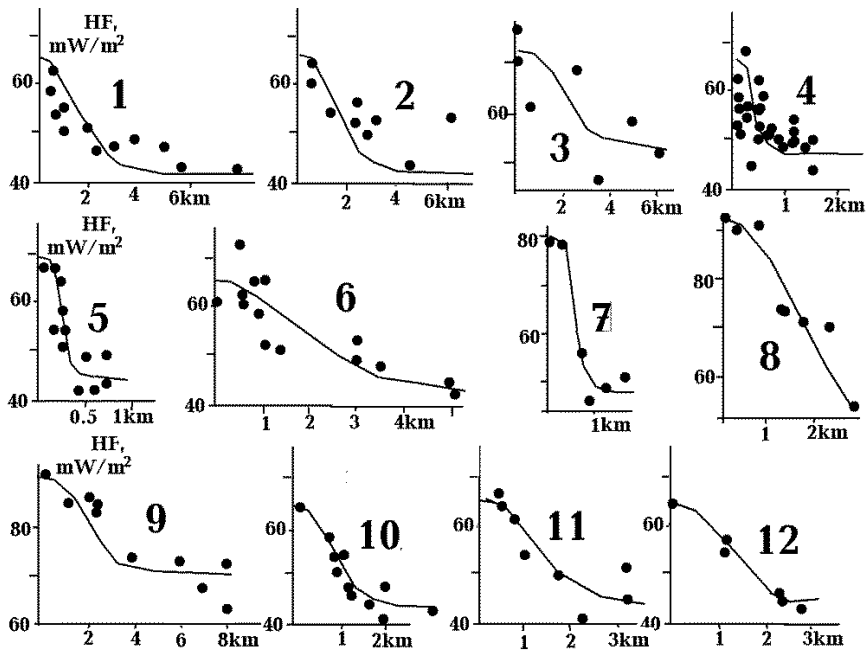


Рис. 3. Локальные аномалии глубинного ТП в различных регионах Украины.

Регионы: Волыно-Подольская плита (1–3), Предкарпатский прогиб (4), Украинский щит (5–6), Донбасс (7–8), Скифская плита (9), Днепроовско-Донецкая впадина (10–12). Точки – экспериментальные значения ТП, линии – рассчитанные.

Ширина проницаемой зоны, по которой перемещаются флюиды, оказывается небольшой – на уровне первых сотен метров. Независимо от геотермических данных такая же модель построена А.Е. Лукиным на одной из нефтегазоносных структур ДДВ (Лукин, 1997) – рис. 4. Примечательно, что параметры циркуляционной системы близки во всех случаях, несмотря на тектоническую разнородность изучаемых регионов.

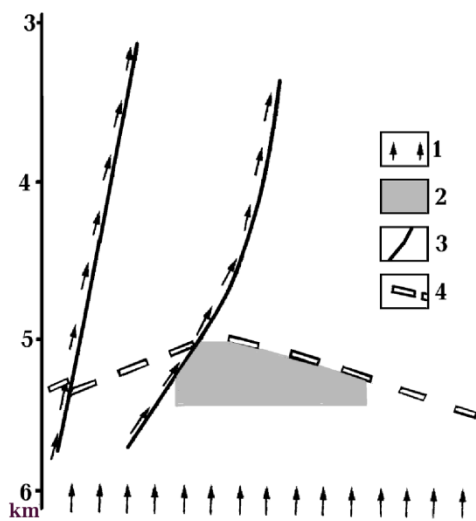


Рис. 4. Инжекция глубинных вод по нарушениям на Мачехском месторождении (по (Лукин, 1997) с упрощениями).

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

Таким образом уже на достигнутом этапе региональных исследований можно говорить об обнаружении отдельных месторождений геотермальной энергии, встречающихся практически во всех регионах Украины, в том числе – и на Украинском щите, перспективность которого на данный вид полезного ископаемого в целом низка.

### ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ ОСНОВНЫХ РЕГИОНОВ УКРАИНЫ

Распределение геотермальных ресурсов в западном бассейне представлено на рис. 5.

На Волыно-Подольской плите уровень  $W_6$  определяется переходом от низких значений склона щита к повышенным в Карпатской геосинклинали, находящейся на стадии постгеосинклинальной активизации. В северной части располагается зона крайне низких  $W$  (много меньше рентабельных) на месте отрицательной Воынской аномалии теплового потока. Средний уровень концентрации геотермальной энергии невелик - от 1.5-2 до 2.5 т у.т./м<sup>2</sup>. Повышенные значения  $W_6$  наблюдаются только в пределах Яворовской, Тернопольской и Черновицкой аномалий ТП (до 4-5 т у.т./м<sup>2</sup>). Эти возмущения приурочены к зонам современной активизации, в которых отмечены и другие геолого-геофизические признаки такого процесса.

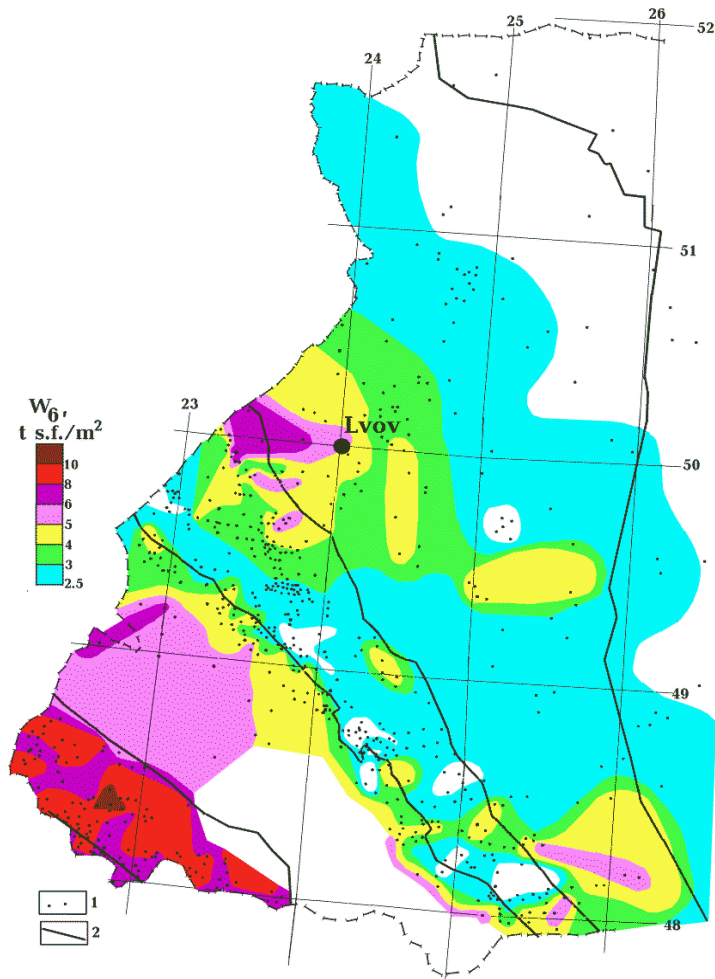


Рис. 5. Геотермальные ресурсы запада Украины.

1 – пункты определения значений  $W_6$ , 2 – границы тектонических единиц. С юго-запада на северо-восток: окраина Паннонской впадины, Закарпатский прогиб, Складчатые Карпаты, Предкарпатский прогиб, Вольно-Подольская плита.

Примерно такая же картина получена и для Предкарпатского прогиба (заложеного – за исключением юго-западной окраины – на докембрийском фундаменте), где типичные значения теплового потока невелики и рост ТП заметен только в пределах западных частей Яворовской и Черновицкой аномалий и на границе со Складчатыми Карпатами.

В Складчатых Карпатах тепловое поле изучено в основном в Скибовой зоне, частично надвинутой на передовой прогиб. В основной

части региона изученные скважины редки, образуется большое «белое пятно» (рис. 5). Значения  $W_6$  составляют в среднем  $3.5\ t\ u.t./m^2$ , несмотря на довольно высокий ТП. Это связано со значительной величиной теплопроводности пород, понижающей геотермический градиент.

В Закарпатском прогибе значения  $W_6$  максимальны для территории Украины. В некоторых районах здесь достигается  $10\ t\ u.t./m^2$ . Естественно, этот регион кажется самым перспективным для использования тепла Земли. Здесь добываются горячие воды для бальнеологических целей, для обогрева, планировалось строительство геотермальной электростанции. Однако в настоящее время предназначенная для нее структура используется как подземное газохранилище при транзитном газопроводе.

В суммарном количестве ресурсов западного бассейна Вольно-Подольская плита играет вполне заметную роль (несмотря на повсеместно низкие  $W_6$ ) из-за большой площади. Всего в бассейне накоплено  $0.25 \cdot 10^{12}$  т у.т. (речь идет об интервале глубин 5.5-6 км, ресурсы которого могут быть существенно дополнены за счет расположенных на меньших глубинах – см. выше).

В южном бассейне (рис. 6) при переходе от склона Украинского щита к Южно-Украинской моноклинали и затем к Скифской плите наблюдается постепенное увеличение величины  $W_6$  с севера на юг от 2.5 до 3.5-4 т у.т./м<sup>2</sup>. В Крыму, Сев. Добрудже и Придобруджском прогибе выделяются аномалии интенсивностью до 7 т у.т./м<sup>2</sup> в изученных комплексом геолого-геофизических методов зонах современной активизации. Для части из них установлена приуроченность прогрева толщи в несколько км мощностью горячими глубинными флюидами (Гордиенко и др., 2002 и др.).

Суммарное количество геотермальных ресурсов бассейна довольно значительно из-за большой его площади –  $0.3 \cdot 10^{12}$  т у.т..

В частях восточного бассейна изученность теплового поля принципиально различна. В Донбассе она максимальна (6,500 единичных определений теплового потока), на склоне Воронежского массива не превышает достигнутую на Украинском щите. Поэтому части бассейна представлены в разном масштабе (рис. 7 и 8).

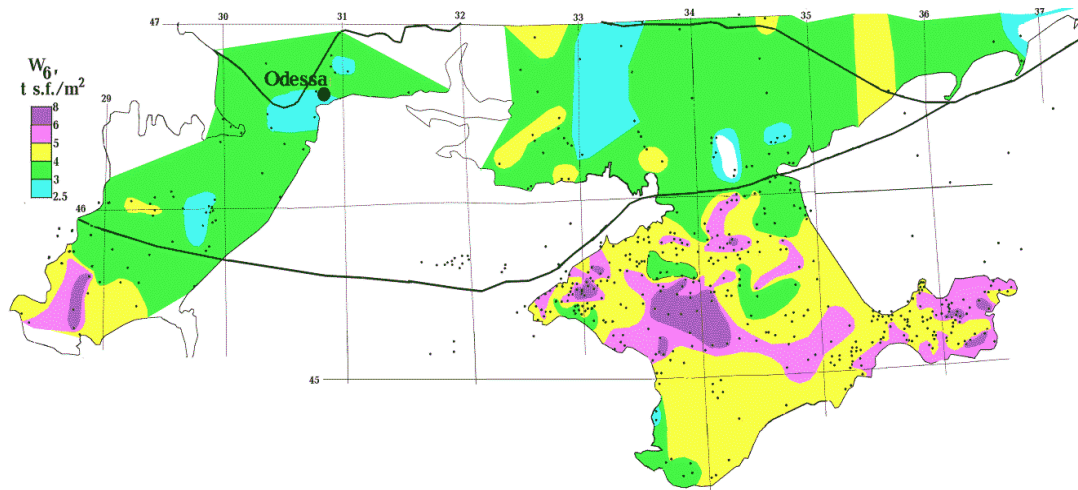


Рис. 6. Геотермальные ресурсы южного бассейна.  
Усл. обозначения см. на рис. 5.

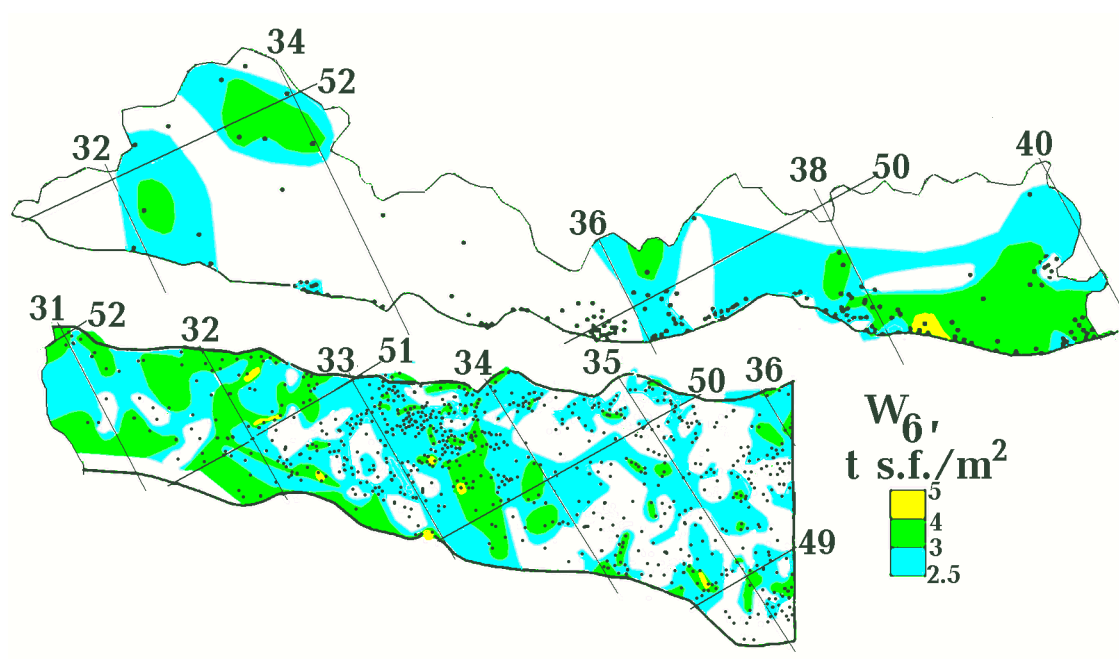


Рис. 7. Геотермальные ресурсы склона Воронежского массива (верхний рисунок) и Днепро-Донецкой впадины (нижний рисунок).  
Усл. обозначения см. на рис. 5.

На склоне Воронежского массива при построении схемы распределения  $W_6$  использовались и данные по территории России. Это лишь отчасти изменило возможность выявления районов с рентабельными значениями  $W$ , распространены «белые пятна». Только на границе с Донбассом появляется небольшой участок со значениями параметра более 4 т у.т./м<sup>2</sup>.

В Днепро-Донецкой впадине очевидно довольно значительное распространение территорий с перспективными геотермальными ресурсами. Однако обычные концентрации геотермальной энергии в ДДВ невелики - около 2.5-3 т у.т./м<sup>2</sup>. Только изредка встречаются участки с  $W$  более 4 т у.т./м<sup>2</sup> (исключения рассмотрены выше). Граница между ДДВ и Донбассом в данном случае проведена довольно условно: достаточно обширная переходная область заменена прямой линией, примерно отделяющей территорию с более плотной сетью наблюдений на шахтных полях Донбасса от заметно менее плотной – на месторождениях углеводородов в Днепро-Донецкой впадине (рис. 7).

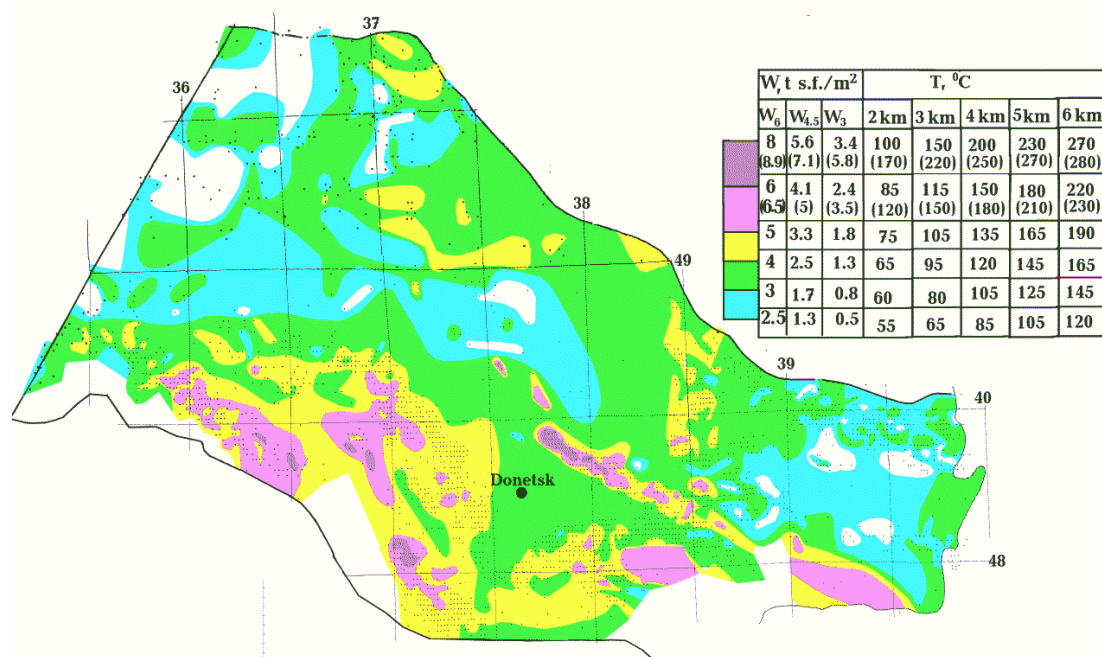


Рис. 8. Геотермальные ресурсы Донбасса.  
Усл. обозначения см. на ис. 5.

В Донбассе концентрация геотермальной энергии значительно выше, чем в ДДВ (рис. 8). Однако здесь основные повышения значений расчетных  $W_6$  связаны с движением вод по проницаемым зонам разломов. Распределение температуры в них с глубиной (до 6 км) практически стационарно, хотя должно отличаться от вычисляемого по использованной формуле. Его несложно уточнить, но эта операция имеет смысл при более детальных исследованиях (имеющиеся оценки – в скобках в таблице на рис. 8). Радикальные изменения  $W_6$  при этом вряд ли произойдут. Субпараллельное простирание разломов вблизи осей Главной и Дружковско-Константиновской антиклиналей приводит, вероятно, к существенному расширению тепловых аномалий. Поэтому они проявляются на построенной карте (рис. 8).

Средняя концентрация геотермальной энергии в Донбассе составляет около 4-4.5 т у.т./м<sup>2</sup>, возрастая в северо-западной части Главной антиклинали и в юго-западном Донбассе до 6-7 т у.т./м<sup>2</sup>. Аномалии  $W_6$  довольно широко распространены в регионе. Следует лишь отметить, что значения расчетного параметра в его юго-западной части с небольшой мощностью осадочного чехла несколько завышены. При вычислениях здесь использовалась та же величина  $\lambda$ , что и в других районах региона. На самом деле значительный интервал глубин представлен кристаллическими породами фундамента со средней теплопроводностью на 15-20 % выше. Сравнение наблюдаемых и расчетных температур не выявляет допустимой ошибки, так как глубина скважин, в которых измерялись  $T$ , недостаточно велика (около 1 км).

Сумма геознергетических ресурсов восточного бассейна – около  $0.4 \cdot 10^{12}$  т у.т.

Как уже отмечалось выше, плохая изученность большей части УЩ не дает возможности характеризовать тепловое поле на значительных его территориях. Это, естественно, относится и к распределению  $W$ . Представленные на рис. 9 данные показывают, что на щите и его склонах могут встречаться районы с перспективными ресурсами категории  $C_3$ , но их выявление и изучение еще предстоит в будущем. Распространяя на весь щит за пределами Кировоградской аномалии (и еще некоторых незначительных по площади возмущений ТП) представление о низком тепловом потоке, можно оценить для него среднее значение  $W_6$  в 1.8 т у.т./м<sup>2</sup>.

На северо-востоке от щита (уже в пределах Белоруссии) появляется зона сравнительно высоких значений  $W_6$  в Припятском прогибе. Однако практически весь Белорусский массив и Припятский вал относятся к зоне аномально низких ТП и, соответственно,  $W$ .

Слабая изученность территории Украинского щита и появление довольно интенсивных аномалий ТП в наиболее исследованных его частях указывают на возможность обнаружения здесь в будущем, по крайней мере, отдельных зон с перспективными геотермальными ресурсами. Их выявление вероятно в пределах пока еще не до конца прослеженной Днепровской аномалии на северо-восточном склоне щита. Бесперспективным представляется только районы северо-западной части УЩ и прилегающей территории Воыно-Подольской

плиты, а также некоторые территории в северной части щита, где трудно ожидать обнаружения даже средних для региона значений теплового потока, при которых (из-за высокой теплопроводности кристаллических пород) не достигается уровень перспективных ресурсов.

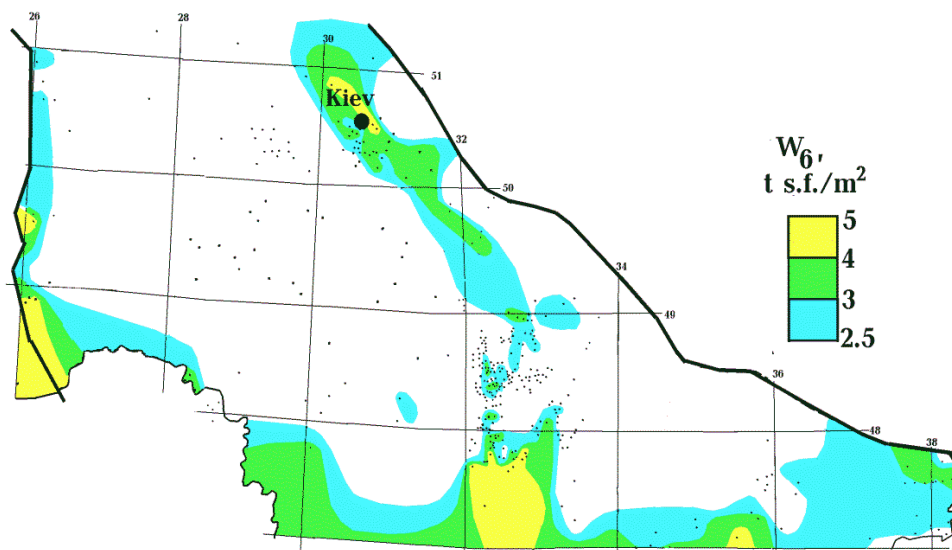


Рис. 9. Геоэнергетические ресурсы Украинского щита и его склонов. Усл. обозначения см. на рис. 5.

## ВЫВОДЫ

Сводная схема геоэнергетических ресурсов представлена на рис. 10. Она малодетальна, но иллюстрирует возможности последовательного использования тепла Земли из разных интервалов глубин.

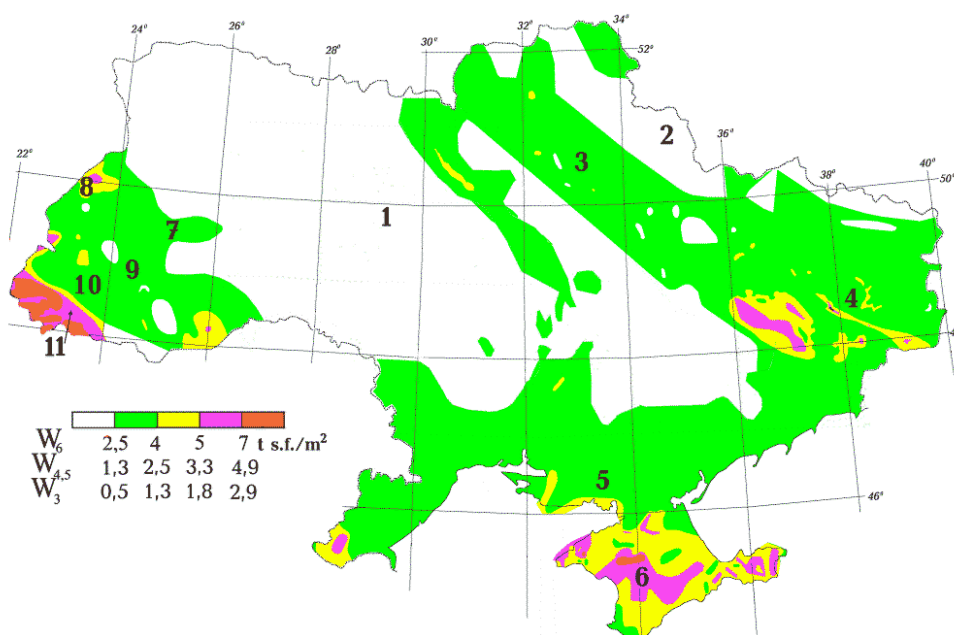


Рис. 10. Региональное распределение  $W$  на изученной территории. Цифры – тектонические регионы (см. табл. 1).

В трех бассейнах и центральной части Украины с низким тепловым потенциалом общее количество ресурсов составляет около  $10^{12}$  т у.т.. Сравним полученные данные с информацией о запасах горючих полезных ископаемых Украины, представленной в табл. 3 по (Національна..., 1999).

Таблица 3. Запасы энергии месторождений горючих полезных ископаемых Украины

Вид топлива	Запасы	Запасы в т у.т.
Каменный уголь	$4.31141 \cdot 10^{10}$ т	$3.880 \cdot 10^{10}$
Бурый уголь	$0.25848 \cdot 10^{10}$ т	$0.127 \cdot 10^{10}$
Торф	$0.0659379 \cdot 10^{10}$ т	$0.025 \cdot 10^{10}$
Нефть	$0.01467 \cdot 10^{10}$ т	$0.022 \cdot 10^{10}$
Газ	$129 \cdot 10^{10}$ м <sup>3</sup>	$0.161 \cdot 10^{10}$
Конденсат	$0.00807 \cdot 10^{10}$ т	$0.012 \cdot 10^{10}$
<b>Всего</b>		<b><math>0.04 \cdot 10^{12}</math> т у.т.</b>

Сумма  $W_6$  превышает запасы горючих ископаемых (в основном - каменного угля) в 25 раз. С учетом экологических преимуществ геотермальной энергетики это позволяет оценить использование тепла Земли в Украине как очень перспективное направление.

Оценка геотермальных ресурсов, которые можно использовать без догрева, получая пар, пригодный для выработки электроэнергии (Т флюида -  $210^{\circ}\text{C}$ , сброса -  $70^{\circ}\text{C}$ , т.е. сбрасываемый флюид может использоваться для теплоснабжения), показала, что при глубине бурения 4.5 км минимальные ресурсы появляются в зоне максимального ТП Закарпатского прогиба ( $>120$  мВт/м<sup>2</sup>). При глубине бурения 6 км получаются величины, отвечающие значениям  $W_6$  для рассмотренного выше варианта (Т теплоносителя -  $60^{\circ}\text{C}$ , сброса -  $20^{\circ}\text{C}$ ): 6 - 0, 7 - 2.5, 8 - 3.8, 9 - 5, 10 - 8 т у.т./м<sup>2</sup>. Т.о. условия для добычи пара присутствуют только в Закарпатском прогибе и на весьма ограниченных территориях Крыма и Донбасса.

Существуют весьма перспективные разработки по использованию горячей воды (при наличии уже пробуренных при разведке скважин) для выработки пара при ее догреве сжиганием попутного газа из законтурных скважин месторождений ДДВ, метана из закрытых угольных шахт Донбасса, сланцевого газа и т.п.

Высказанное в начале раздела предположение о перспективности использования геотермальной энергии подтверждено проведенными исследованиями. Для Украины обращение к этому альтернативному традиционным источнику весьма актуально.



### 13. ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ И АЛМАЗОНОСНЫЕ ПОРОДЫ

В последние десятилетия спектр магматических пород, в которых в той или иной концентрации встречены алмазы, увеличился (Лапин и др., 2007, Маракушев и др., 2005, Mitchell et al., 1991, Shirey et al., 2013a,b и др.). Значительная их часть связана с источниками магм на больших глубинах: кимберлиты и кимберлитоподобные породы, лампроиты, лампрофиры, минетты и др.. Анализ геологической ситуации в районах их образования позволяет сделать вывод – они относятся к инициальному магматизму. В случае рифтов эта приуроченность очевидна, в геосинклиналях изучение инициальных комплексов осложнено большой мощностью осадков. Тем не менее, во всех рифтовых системах континентов и геосинклинальных поясах (Continental..., 1995, Каминский и др., 1995: Магматические..., 1987, Shirey et al., 2013b и др.) такие породы, пусть не повсеместно, представлены.

Возникает вопрос о приуроченности кимберлитового магматизма к одноактным активизациям. Очевидно, что для типичной постгеосинклинальной активизации (через десятки млн лет после завершения цикла), при которой используется реликтовый расплав неглубокой астеносферы, алмазосодержащие кимберлиты не могут образовываться. Но при активизации платформы они, вероятно, возможны. Магматические проявления пермской активизации возрастом  $260 \pm 20$  млн л известны в 80 км от юго-западного обрамляющего разлома ДДВ на склоне Украинского щита (Щербаков, 2005). Часть геологов считает их астроблемами. Их состав позволяет определить глубину вторичного очага в  $85 \pm 10$  км. Ксенокристаллы алмазов, стишовита и др. указывают на глубину первичного очага более 200 км. От герцинского теплопереноса в мантии рифта активизацию отделяет 100 млн л, в регионе успел сформироваться слой частичного плавления у подошвы верхней мантии мощностью около 60 км (Гордиенко и др., 2006). Возможно, что часть кимберлитов Приазовского массива связана с постгерцинской активизацией Донбасса и прилегающих территорий. Основная часть кимберлитов Приазовья приурочена к инициальному магматизму Донецкой парагеосинклинали. Обе разновидности этих пород не содержат алмазов.

Следует отметить, что в докембрии инициальный магматизм происходит в существенно иных условиях, чем в фанерозое. В это время длительно существует сравнительно неглубокая астеносфера, практически исключая условия для образования алмазов в значительных интервалах глубин (Gordienko, 2015c). Ситуация приближается к фанерозойской только в рифее. Именно в период, начинающийся в позднем рифее-венде, появляется большинство пород с алмазами (Shirey et al., 2013b и др.). Небольшое количество более древних алмазов по представлениям АПГ можно разделить на две группы. Более древняя относится к пермобильному периоду (Gordienko, 2015c), когда интенсивность коро-мантийного обмена была максимальной, в мантию попадало много основного материала. В этот период должны были преобладать алмазы эклогитового парагенезиса. Затем появлялись временно-неактивные районы, где могли формироваться и алмазы перидотитового парагенезиса. Учитывая возможные вариации теплогенерации в мантии границу периодов можно оценить как  $3 \pm 0.5$  млрд л. Современные минералогические данные определяют ее как 3.2 млрд л.

Образование алмазосодержащих пород полностью отвечает представлениям АПГ (Gordienko, 2015a). Но гипотеза не содержит объяснения их отличия от других пород инициального магматизма. Эти магмы очень быстро поднимаются к поверхности, что позволяет сохраниться алмазам.

Алмазы пассивно участвуют в процессе и по возрасту часто резко отличаются от пород, создаваемых выносящей их магмой. Иногда встречающиеся очень древние образуются, вероятно, в специфических условиях (см. ниже). В породах мантии очень мало углерода. Его содержание ниже  $10^{-6}$  (Алтухова, 2012, Shirey et al., 2013a). В коре его на порядки больше. Возможно, именно поэтому алмазы сконцентрированы преимущественно в опустившихся в мантию коровых эклогитах. Иногда их содержание в эклогитовых ксенолитах достигает 10-15% (Shirey et al., 2013a).

Объяснение феномена быстрого подъема магм на первый взгляд простое: в составе кимберлитов много воды и углекислоты (табл. 1). Но ее появление в алмазосодержащих породах и отсутствие в практически совпадающих с ними по возрасту и глубине очага других инициальных образованиях вызывает вопросы.

Таблица 1. Сравнение исходных расплавов Иерихона (1-4) (Kopylova et al., 2007) с другими кимберлитовыми расплавами по литературным данным (5-9).

Оксиды	Весовые %								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	29.5	26.6	26.4	28.5	26.2	26.5	25	27	28.1
TiO <sub>2</sub>	1.3	1.4	1.6	1.6	2.6	2.2	3.2	0.5	0.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.8	1.7	2.3	1.6	2.8	2.2	2.3	1.3	1.6
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.4	0.3	0.4	0.4	0.2		0.2	0.1	0.2
FeO(T)	7.4	6.8	6.7	7.4	9.6	8.8	9.2	5.4	6.6
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2			0.1	0.2
MgO	28.4	26.1	25.8	28.7	25.2	26.5	26.1	22.4	23.1
CaO	11.3	15.1	14.9	12.2	13.3	12	15	19.4	16.7
Na <sub>2</sub> O	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1		0.1	0.2	0.2
K <sub>2</sub> O	1.5	1.4	1.8	1.2	0.8	1.5	1.9	0.4	0.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.6	0.8	0.9	0.4	2		0.3	0.6	0.8
CO <sub>2</sub>	8.3	11.3	11.2	9.3	8.2	7	8.6	14	12.1
H <sub>2</sub> O	9.4	8.1	7.6	8.5	7.3	12.3	4.9	7.1	6.7

Ответам на них посвящены многие недавние публикации (Kamenetski., 2011, Kopylova et al., 2007, Маракушев и др., 2005, Price et al., 2000, Russell et al, 2006 и др.).

Развиваемая автором гипотеза глубинных процессов также позволяет высказать предположения о природе указанных флюидов и некоторых других связанных с ними проблемах. Этому и посвящен раздел.

### ГЛУБИННЫЙ ПРОЦЕСС

События инициального магматизма удобнее рассмотреть на примере хорошо изученных проявлений рифтогенеза. На Восточно-Европейской платформе (ВЕП) они представлены в рифее и девоне (Gordienko, 2016b). На всей ее территории были широко распространены валообразные поднятия с расколотыми сводами и магматические породы, большая часть которых относится к инициальным. Магматические проявления встречаются и на значительных расстояниях от поднятий. В этой ситуации их следы должны быть широко распространены на ВЕП, в частности, на хорошо известной автору территории Украины (рис. 1).



Рис. 1. Признаки кимберлитового и лампроитового магматизма на Украине (Гейко и др., 2006, Геология..., 2001, Квасница, 2016, Щербаков, 2005 и др.).

1 – места находок россыпных алмазов (0.1-3.4 мм), 2 – кимберлитовые трубки, дайки и обломки кимберлитов, 3 – трубки и дайки лампроитов.

В Днепровско-Донецкой впадине известны породы инициального магматизма рифейского времени возрастом несколько более 700 млн л и герцинского – около 400 млн л (Гордиенко и др.,

2006).

Приблизительно в тех же районах, где найдены алмазы, распространены и их минералы-спутники, прежде всего – гранаты. Концентрации алмазов, найденных в осадочных породах Украины, образуют характерные экстремумы в отложениях рифея и девона (Калашник, 2010, Шумлянский и др., 1992). Обломки кимберлитов вынесены девонскими трапповыми вулканами, возраст диатрем юго-восточной Белоруссии также герцинский. В этом районе выявлено 24 трубки взрыва, сложенных ультраосновными породами (лампроитами?), в пяти трубках найдены зерна алмазов размеров 0.1–0.3 мм. Таким образом, принадлежность пород двум последовательным циклам рифтогенеза хорошо обоснована. Только находки россыпных

алмазов на юго-западной границе Украины (рис. 1) могут быть связаны с рифей-вендскими процессами на территории современных Карпат (Gordienko, 2016a)

Рассмотрим период инициального магматизма в рифейском рифте по схеме АПГ, который начался примерно 720-730 млн л назад (Гордиенко и др., 2006 и др.). Под кору на глубины около 40-100 км поступает перегретое и частично расплавленное вещество из интервала глубин 220-320 км. Вскоре мантийный расплав из подкорового очага вторгается в кору, в ней формируется слой частичного плавления пород амфиболитовой фации (на глубинах менее 30 км). В нижней части коры возникает тонкий слой плавления основных гранулитов. Нагрев коры сопровождается флюидизацией пород, в том числе – и за счет дегидротации плавящихся амфиболитовых образований. Основные породы коры оказываются в условиях, способствующих эклогитизации. (рис. 2).

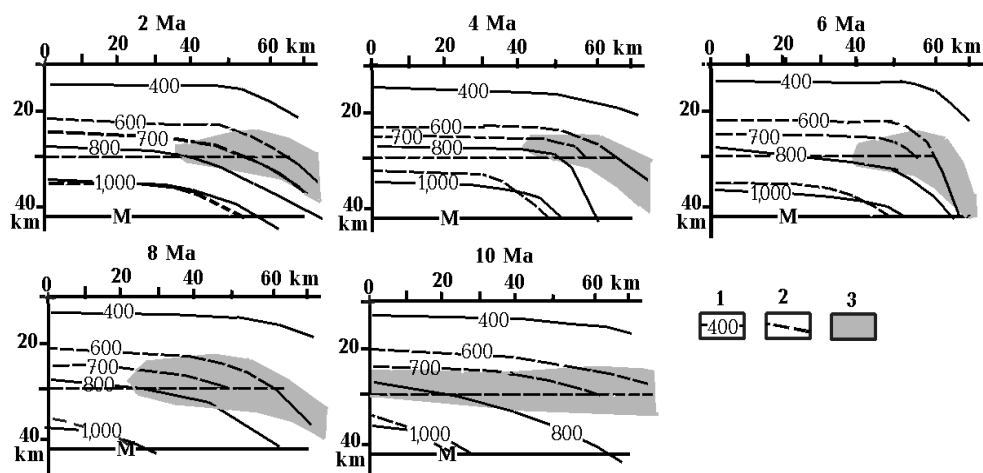


Рис. 2. Условия эклогитизации части нижней коры в течение 10 млн л после начала рифтогенеза.

1 – изотермы ( $^{\circ}\text{C}$ ), 2 – границы зон частичного плавления: верхние -  $600^{\circ}\text{C}$  – для средних и кислых пород амфиболитовой фации,  $700^{\circ}\text{C}$  – для габбро, около  $1,000^{\circ}\text{C}$  – для основных гранулитов. Нижние границы зон – 30 км и Мохо соответственно. 3 – зоны эклогитизации.

Процесс завершится в момент, когда преобразованный блок создаст давление выше прочности вмещающих пород. Эклогиты существенно плотнее не только коры, но и нагретой и частично расплавленной верхней части мантии. При их погружении плотности выравниваются только на глубине около 250 км. Вязкость мантийных пород в рассматриваемое время низка (Гордиенко, 2017), поэтому такая глубина будет достигнута уже через первые млн л.

При построении схемы глубинного процесса для геосинклинали опускание эклогитизированных блоков коры в мантию также происходит, но на завершающем этапе (Gordienko, 2016a).

К концу рифейского рифтогенеза тепловая модель региона достигнет вида, показанного на рис. 3.

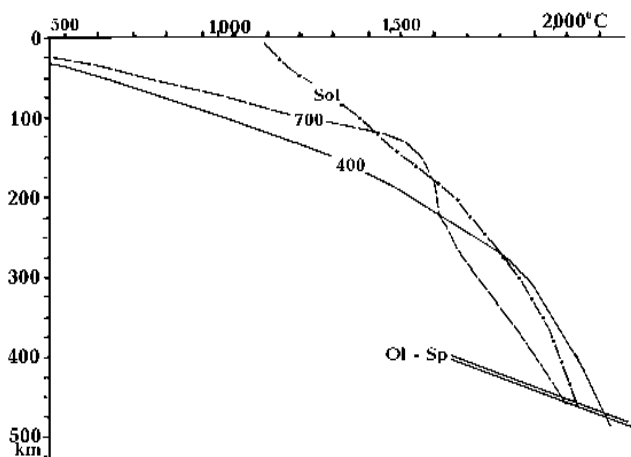


Рис. 3. Распределение температур в тектоносфере в период между рифейским (700 млн л назад) и герцинским (400 млн л назад) рифтогенезом.

Sol – температура начала плавления пород мантии, Ol-Sp – условия начала перехода оливина мантийных пород в минерал со структурой шпинели.

Расчет изменения температуры в период 700-400 млн л назад учитывал охлаждение через поверхность и радиогенную теплогенерацию в коре и верхней мантии. Теплогенерация в верхней мантии была принята несколько выше обычной

платформенной ( $0.05 \text{ мВт/м}^3$ ). Достигнутый уровень нагрева в нижней половине верхней мантии превышает солидус и позволяет начало следующего (герцинского) рифтогенеза. Распределение температуры в верхней половине согласуется с тем, которое устанавливается по данным о РТ-параметрах ксенолитов, выносимых кимберлитовой магмой (рис.4).

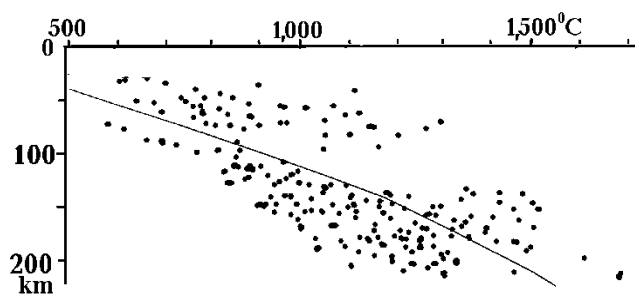


Рис. 4. Расчетная температура (линия) для 400 млн л назад под ВЕП и экспериментальные данные (точки) для алмазоносных районов Южной Африки и Сибири.

Разброс экспериментальных  $T$  довольно значителен. Возможно, несколько различаются тепловые модели рассматриваемых регионов. Но и при использовании данных по ксенолитам из одной трубки или по группе близких трубок отклонения от осредняющей линии составляют в среднем не менее  $100^\circ\text{C}$ . Так что можно считать построенную модель согласующейся в разумных пределах с экспериментальными данными.

В обычных мантийных породах определения концентрации воды в минералах ксенолитов разных регионов разными авторами дают величины  $0.01-0.10\%$  (Veran et al., 2006, Korylova et al., 2007, Li et al., 2008 и др.). Вода содержится в основном в микровключениях флогопита и амфибола в лерцолитах и гарцбургитах. На глубинах до  $200-250 \text{ км}$  погружение эклогитов привело к существенному изменению ситуации. Часть этих образований относится к низкотемпературным, которые по данным (Перчук, 2003, Перчук и др., 2015) включают лавсонит ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2\text{H}_2\text{O}$ ) с весовым содержанием воды  $11\%$ . Существенно повышена по сравнению с другими минералами и концентрация воды в омфаците эклогитов (до  $0.8\%$ ). В целом в ксенолитах эклогитов  $0.2-1.4\%$  воды (Каримова, 2009, Korylova et al., 2007 и др.). Температура солидуса эклогитов (Бутвина, 2006, Литвин и др., 2004) на рассматриваемых глубинах на  $100-200^\circ\text{C}$  ниже, чем перидотитов. Поэтому небольшая степень их плавления достигается раньше, чем основного вещества мантии.

Возможность сегрегации расплава появляется по данным разных авторов при довольно различных его концентрациях (Arndt, 1977, Rocco et al., 2013, Sleep, 1974) от  $0.2$  до  $5\%$ . Высказывается предположение (Sleep, 1974), что для щелочного варианта состава и насыщенности флюидами реальны значения  $1-2\%$ . В процессе отделения магма обогащается водой, ее растворимость в расплаве достаточна, чтобы вместить всю воду, фиксируемую в кимберлитах (Korylova et al., 2007). Количество выделяющейся углекислоты может превышать «ёмкость» довольно ограниченного количества магмы. В этом случае она оказывается в формирующейся одновременно несмесимой карбонатитовой части расплава. При увеличении количества кимберлитового расплава он поглощает всю углекислоту и карбонатитовая магма отсутствует. Высокая растворимость летучих в кимберлитовой магме сохраняется до давления, отвечающего глубине около  $4 \text{ км}$ . Ближе к поверхности магма вскипает и формируется трубка взрыва. Наполнение диатремы, как считал еще Г. Клоос (Cloos, 1941), не в полной мере отвечает термину «магматическая порода», т.е. вещество, кристаллизующееся из магмы.

Определим темп перемещения магмы на пути от очага до коры. При оценке размеров поднимающейся порции расплава следует ориентироваться на группу (поле) трубок, а не единичную трубку. Поле оказывается соизмеримым с квантом тектонического действия (Gordienko, 2015a) – около  $60 \text{ км}$  (Уханов и др., 1988). При среднем перепаде плотности  $0.8 \text{ г/см}^3$  и средней величине вязкости  $10^{20} \text{ Па}\cdot\text{с}$  (Гордиенко, 2017) скорость составит  $3.5 \text{ м/год}$ . Т.е. на перемещение необходимо около  $6,000$  лет. За это время произойдет адиабатическое охлаждение КТД примерно на  $100^\circ\text{C}$ . Другие заметные изменения температуры нереальны. Таким образом, алмазы на пути к поверхности пребывают при температуре на  $150\pm 150^\circ\text{C}$  выше той, при которой длительно сохранялись до захвата их магмой. Это небольшое превышение, однако рост  $T$  сопровождается резким спадом давления. Прямые оценки скорости преобразования алмазов автору неизвестны. Однако имеются результаты экспериментов (Королук и др., 2004), согласно которым для кристаллов размером в первые десятые доли мм требуются гораздо большие времена. Скорее всего, алмазы могут сохраниться и без колоссальных скоростей перемещения магмы, полученных в некоторых работах (Kelley et al.,

2000 и др.) – 15 км/час и более. Превращение части алмазов в уголекислоту происходит уже после остановки магмы у поверхности. Верхняя часть охлаждается быстро, сохраняя алмазы, нижняя – медленнее и их теряет.

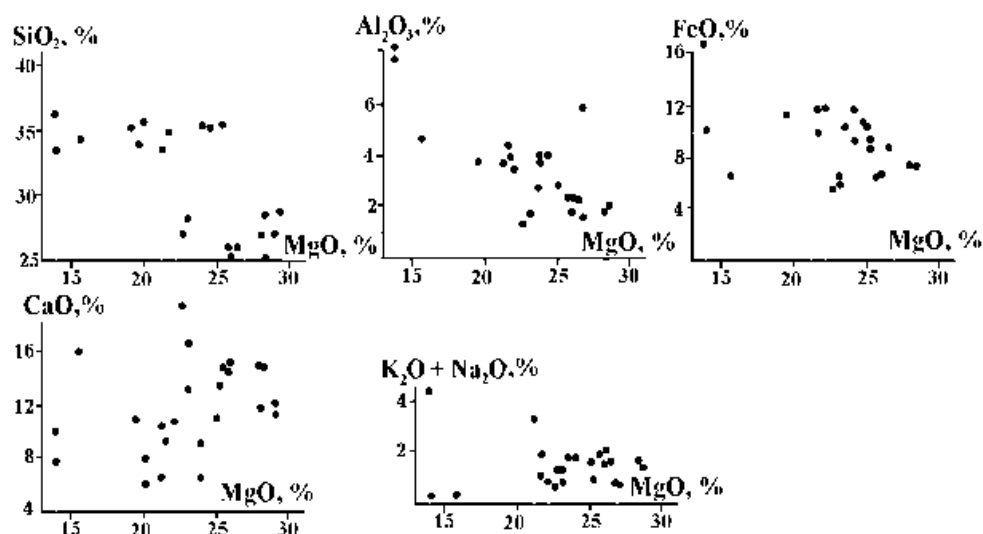


Рис. 5. Содержания петрогенных окислов в кимберлитах разных регионов мира.

Описанные процессы сводятся к формированию в нижней части коры чисто эклогитовых блоков. Конечно, здесь возникают и опускаются в мантию и образования смешанного состава, которые имеют меньше шансов достичь глубин 200-250 км. То же можно сказать о формировании КТД: при сегрегации расплава в нем могут появляться элементы, не входившие в состав эклогитов. Возможно, так формируется спектр составов кимберлитов и кимберлитоподобных пород. Соответствующая информация приведена на рис. 5. Подборка не претендует на представительное обобщение мировых данных. Здесь просто собраны сведения по результатам примерно 1100 анализов кимберлитов с разных континентов, в том числе и из трубок и даек центральной части Украинского щита. Они иллюстрируют широкий спектр составов пород, относимых авторами к кимберлитам (Гейко и др., 2006, Перчук, 2005, Price et al., 2000, Щербаков, 2005, Shirey et al., 2013a). Вариации концентраций в других группах пород (например, в базальтах) заметно меньше.

Изучение ксенолитов, вынесенных кимберлитами из мантии Сибирской платформы, показывает, что эклогиты в ней широко распространены и около трети из них имеют коровое происхождение, примерно столько же – невыясненное (Уханов и др., 1988).

Часто приводимая в литературе схема формирования кимберлитовой магмы над кровлей длительно существующей астеносферы на глубине около 200 км (Groves et al., 1987 и др.) не обеспечивает образование алмазов. Кондуктивный и флюидный прогрев пород над кровлей астеносферы их ликвидирует, вернее – они и не возникнут. Действительно, граница «графит-алмаз» пересекается при распределении  $T$ , превышающем солидус на глубине 200 км, примерно на 170-180 км. Ниже алмазы не возникнут в окисленном метасоматическом ореоле (по данным (Кадик, 1999)). Условия в этой ситуации приближаются к буферу QFM над астеносферой.

## ОБРАЗОВАНИЕ АЛМАЗОВ

Вынос алмазов – побочный эффект кимберлитового магматизма, они не играют заметной роли ни в составе пород мантии (концентрация на уровне  $10^{-6}$ ), ни в составе вынесшей их изверженной породы ( $10^{-9}$ ) (Алтухова, 2012, Shirey et al., 2013a). Но процессы их образования и транспортировки позволяют рассмотреть интересные особенности мантийных событий.

Кроме температуры и давления на нуклеацию кристаллов алмаза влияют, естественно, силикатный и несилкатный компоненты состава пород (Бобров, 2009, Бутвина, 2006, Федоров и др., 2004, Гаранин и др., 2009, Кузьмин, 2009, Литвин и др., 2004, Pearson et al., 2005, Шушканова, 2007 и др.). Сведения о включениях в алмазах и опыты синтеза показали высокую вероятность того, что некоторые включения полно отражают состав силикат-карбонат-углеродной среды нуклеации. Рост концентрации силикатных компонент сокращает интенсивность процесса, может вести к кристаллизации метастабильного графита.

Соответственно введена граничная характеристика (Литвин и др., 2004 и др.) концентрационного барьера нуклеации алмаза (CBND). Параметр определяется экспериментально в поле переменных РТ-условий.

Значительную роль в определении диапазона условий нуклеации играют сведения о «центральных» включениях в кристаллы алмазов, не похожих по составу на «периферийные» макровключения. В их минералах встречаются микроалмазы, в основном они состоят из рудных, встречаются карбонаты. Выделяются фазы перидотитов (оливин) и эклогитов (омфацит). В первом случае зарождение происходит в среде графит-железо-вюстит-магнезиальный оливин-железо-никелевые сульфиды. Во втором – сульфиды железа-омфацит, возможно – металлическое железо и K-Na-Al-Si расплавы. Обстановка восстановительная, близкая к железо-вюститовому буферу.

Показано, что сульфидные среды по критерию сингенезиса алмазов и первичных включений в них не могут быть преобладающими для нуклеации, хотя можно допустить их участие в качестве подчиненного по значению варианта процесса (Шушканова, 2007).

Оценка этих критериев на соответствие АПГ практически невозможна из-за неразработанности нужной части гипотезы. Более перспективным кажется ее приложение к распределению еще одного параметра среды, существенно влияющего на образование алмаза. Речь идет об изменении по глубине фугитивности кислорода в соответствующих слоях верхней мантии. В общем виде следовало бы говорить и о величине редокс-фактора ( $rH = (Eh + 0.06 pH) \cdot 0.03$ , где 0.03 – постоянная величина для системы при 30°C). Окисленность растет с rH (Simakov, 1998). Однако удобнее пользоваться разработанной системой минералогических фугометров.

Распространено мнение, что окислительно-восстановительные условия на одной глубине в мантии существенно меняются во времени - (Симаков, 2003). «Для древней мантии были характерны высоковосстановительные условия, отвечающие значениям  $fO_2$ , близкими к условиям равновесий с участием металлической Fe-Ni фазы, а с течением времени мантия становилась всё более окисленной (Кадик. 1999 и др.). «Значения  $fO_2$  равновесий с участием металло-углеродных расплавов близки буферу INW. Поэтому можно предположить, что кристаллизация алмазов в древней мантии Земли происходила из гетерогенных магматических расплавов, содержащих Fe и Ni в свободном состоянии, что снижало пороговые Р-Т параметры образования алмазной фазы» (Федоров и др., 2002, р.3).

Но развитие кимберлитового вулканизма происходило в разные геологические эпохи. Имеются факты нахождения алмазов в кластических породах докембрийского и нижнепалеозойского возраста («филлиты» в Бразилии, докембрийские конгломераты Витватерсранда в Южной Африке, в Индии, нижнеордовикские отложения на Урале). Известные в настоящее время кимберлиты в Африке имеют в основном мезозойский возраст. На Сибирской платформе известны кимберлиты допермские, триас-нижнеюрские и верхнеюрские-меловые. Данные о возрастах кимберлитов наиболее продуктивного венд-фанерозойского периода (см. выше) по (Heaman et al., 2003, Шевырев и др., 2015) приведены на рис. 6.

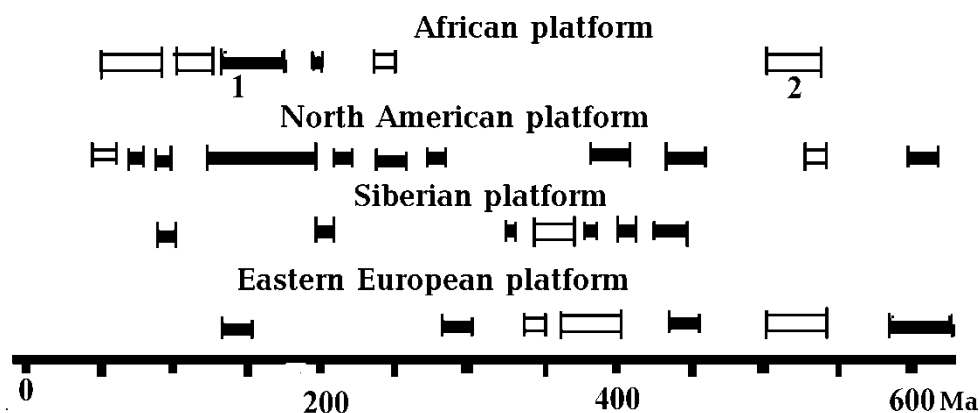


Рис. 6. Возрасты проявлений кимберлитового магматизма в венде и фанерозое на платформах: Африканской, Северо-Американской, Сибирской и Восточно-Европейской.

Кимберлиты: 1 – неалмазоносные, 2 – алмазоносные.

Согласно АПГ коро-мантийный обмен при активном теплопереносе значителен в течение всей геологической истории, поэтому трудно допустить столь радикальные временные изменения. С другой стороны, гипотеза предполагает примерное постоянство глубин кровли зон частичного плавления при каждой из активизаций (Gordienko, 2015a).

Над очагом частичного плавления возникают «метасоматиты позднего этапа», куда выносятся заметная часть окисленных флюидов, образовавшихся при плавлении. Ниже, в очаге частичного плавления, при кристаллизации имевшейся вначале жидкости формируются «метасоматиты раннего этапа» с пониженной фугитивностью кислорода. В них вода восстанавливается до водорода, углекислый газ - до углерода. Причиной этого процесса представляется «отвлечение» кислорода для образования каркасных  $(\text{SiO}_4)^4-$ . Концентрации всех перечисляемых компонент незначительны, процесс восстановления углерода оказывается более полным. Параллельно с сокращением  $f\text{O}_2$  остаточный флюид относительно обогащается водой по сравнению с метаном и углекислым газом.

Термины «поздний» и «ранний» метасоматоз в свете изложенных представлений не кажутся удачными, по времени первый, скорее всего, возникает при очередной активизации несколько раньше второго. Но различие это несущественно, метасоматиты (тоже не очень точный термин) близки по возрасту на каждом этапе теплопереноса. Суммарное воздействие многих этапов закрепляет границу между интервалами глубин (мощностью в первые десятки км) с разной окисленностью. Хотя накопление контраста и сглаживается поступлением в рассматриваемый интервал глубинного вещества на очередном этапе активного процесса.

Экспериментальные данные демонстрируют заметное влияние  $f\text{O}_2$  на алмазообразование (Симаков, 1994, 2003, Симаков и др., 1995, Славинский, 1994) (рис. 7-8).

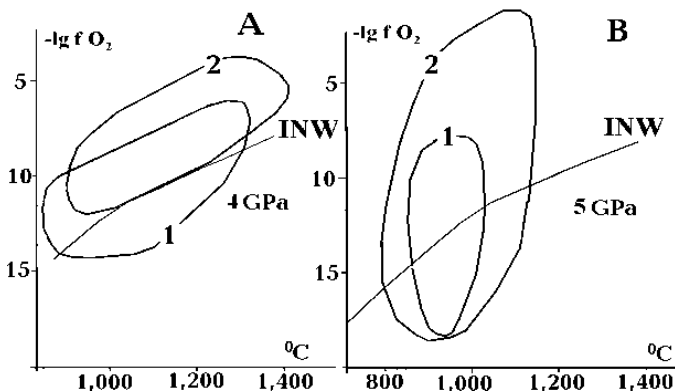


Рис. 7. Зависимость алмазоносных парагенезисов от  $\lg f\text{O}_2$  и температуры для разных силикатных сред верхней мантии. А – лерцолиты, В- эклогиты.

1 – парагенезисы с алмазами, 2 – парагенезисы без алмазов.

Картина не очень четкая, алмазоносные парагенезисы оказываются внутри неалмазоносных или несколько выходят за их пределы, что демонстрирует, в частности, неабсолютность CBND. При использовании природных парагенезисов различия несколько увеличиваются.

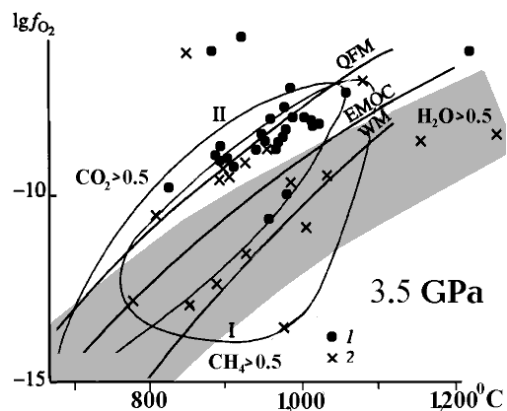


Рис. 8. Связь алмазоносности с окисленностью среды.

1,2 – образцы (1 – без алмазов, 2 – с алмазами), I, II – контуры областей алмазоносных и неалмазоносных параметров соответственно. EMOC – барьер Эгглера (Eggler, 1983).

Предельная окисленность алмазоносных пород по мнению авторов оказывается близка к барьеру Эгглера, т.е. заметно меньше QFM. Тем не менее, различия между средними значениями  $\lg f\text{O}_2$  алмазоносных и неалмазоносных образцов составляют всего 1.7 при погрешности определения параметра (Никитина, 1994 и др.) около 1.0-1.2.

Несмотря на столь расплывчатые результаты можно попытаться проверить высказанное на основе АПГ предположение о приуроченности основного интервала глубин алмазообразования к верхней части периодически возникающего магматического очага, изменившего окисленность пород мантии. Учитывая данные о типичных глубинах очагов, максимум должен

быть приурочен к 150-170 км, ниже и выше  $fO_2$  должна расти, а количество алмазов - сокращаться.

Данные о величине  $\lg f(O_2) - \lg(QFM)$ , приводимые в (Симаков, 2003) для перидотитовых и эклогитовых парагенезисов на глубинах 100-250 км, обнаруживают очень значительный разброс (рис. 8). Осредним их в интервалах глубин 125-150 и 150-175 км. Здесь концентрация результатов максимальна, можно использовать примерно по 50-60 определений величины фугитивности кислорода. Получим, что выше границы рассматриваемая величина составляет -2.3, ниже - -3.0.

Разница в принципе подтверждает анализируемое предположение, но слишком незначительна, едва ли превосходит погрешность: согласно (Симаков и др., 1995) она достигает 1. И сама по себе процедура осреднения  $\lg fO_2$  не является корректной.

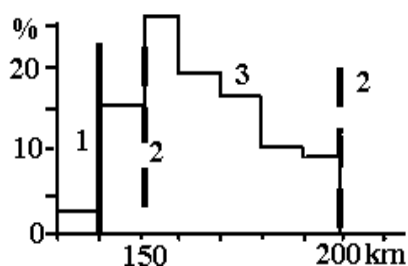


Рис. 9. Гистограмма распределения алмазов по глубине.

1 – положение границы «графит-алмаз» для большинства районов отбора данных, 2 – глубины кровель магматических очагов по АПГ, 3 – гистограмма распределения концентрации алмазов.

Глубина расположения алмазов до их захвата кимберлитовой магмой может быть установлена при нахождении его кристалла в ксенолите или при включении минералов вмещающей породы в кристалл. Таких образцов описано в литературе не очень много, автору удалось собрать около 90. Их распределение по глубине представлено на рис. 9 (Бобров, 2009, Манаков, 2001, Никитина, 1994, Симаков, 1994, 2003, Симаков и др., 1995, Славинский, 1994, Специус и др., 1990 и др.).

Полученный результат не очень выразительный, впрочем, другого трудно ожидать при погрешности определения глубины около 15 км (Никитина, 1994 и др.) и неравномерности распределения глубин ксенолитов, вынесенных кимберлитами (рис. 9). Максимум распределения на глубинах 150-170 км может быть обеспечен причинами, посторонними по отношению к предполагаемой.

Таким образом, прогнозируемый АПГ эффект находит подтверждение, но на низком уровне достоверности, связанном со спецификой используемых данных.

### МАКСИМАЛЬНАЯ ГЛУБИНА ОЧАГОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ МАГМЫ

Рассмотренный выше вариант образования кимберлитовой магмы отвечает основным предъявляемым к ней требованиям. Расплав формируется и поднимается быстро, не нагревая вышележащие породы перед стартом и донося захваченные по пути алмазы до финиша неокисленными. Однако нельзя исключать получения того же результата другим путем. Например, предположить, что магма или ее часть приходит из первичных очагов на гораздо больших глубинах, лишь приостанавливаясь перед броском к поверхности. Такие перемещения предполагает один из вариантов схемы процесса рифтогенеза по АПГ. Они не обязательно должны быть повсеместны, вероятные различия в теплогенерации мантийных пород и временных интервалах между активизациями могут привести к заметно разным тепловым моделям недр платформ (Gordienko, 2015b). Различия наблюдаются, например между Африканской и Южно-Американской платформами и т.п. При низких  $T$  развитие очага частичного плавления на глубине 200-250 км кажется менее вероятным. Это косвенно подтверждает существование глубинных силикатных и рудных включений в алмазы (рис. 10). Таких алмазов немного, около 5% (Shirey et al., 2013a).

Они обнаруживаются среди алмазов с включениями из трубок Гвинеи и трубки Премьер из ЮАР. Возможно, что эти алмазы были захвачены частично расплавленным веществом, поднимавшимся из прогнозированного по АПГ интервала глубин непосредственно над подошвой верхней мантии. На максимальную из представленных на рис. 10 глубин образования минеральной ассоциации ксенолита указывают и данные, приведенные в работе (Haggerty et al., 1990), относящиеся к Южной Африке. Сведения о существенно больших глубинах (более 600 км) образования ксенолитов, вынесенных на поверхность магмами Соломоновой островной дуги (Collerson et al., 2000), вызывают много вопросов в смысле достоверности, сейчас их использование кажется преждевременным. Ведь те же составы



мейджоритовых гранатов истолковываются другими авторами, проведшими исследования в широком диапазоне давлений и температур, иначе (Harte, 2010 и др.).

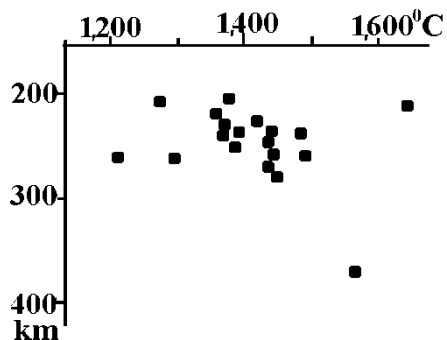


Рис. 10. Глубины и температуры образования включений в алмазах Гвинеи и трубки Премьер (ЮАР) (Бобров, 2009 и др.).

Реальный диапазон глубин существования мейджоритового граната, включения которого встречаются в алмазах, устанавливается по данным экспериментов (Irifune, 1987 и др.), позволяющих изучить Al+Cr/Si в зависимости от давления (Stachel, 2001, Taylor et al., 2004 и др.). Использовались образцы из разных частей Африки, Бразилии и других регионов (Бобров, 2009). Зафиксированные глубины достигают 450-500 км.

Эти гранаты устойчивы на глубинах больше 200 км, но в составе эксгумируемых эклогитов достигают поверхности (Van Roermund et al., 1998) и без кимберлитовой магмы, т.е. скорость эксгумации достаточна для их сохранения. Приведенные данные прямо указывают на глубину подошвы верхней мантии (и резкого роста скорости распространения сейсмических волн) под регионом рифта или геосинклинали перед активизацией, т.е. до начала инициального магматизма. В отличие от распространенного мнения она располагается не на 410, а около 470 км (с учетом погрешности не менее 20 км), что отвечает результатам наиболее обоснованных определений этого параметра, например, под Южной Африкой (Zhao et al., 1999).

Согласно АПГ алмазы были в составе порции вещества с незначительной степенью частичного плавления (порядка 1-2%), которая переместилась снизу (из первичного очага) в интервал глубин с кровлей примерно на 200-250 км. Здесь произошла дифференциация и сепарация магмы, приобретшей черты кимберлитового расплава и вынесенной к поверхности. По дороге она захватила ксенолиты на промежуточных глубинах, в том числе – и из тела самого объекта, поднявшегося от подошвы верхней мантии – «кванта тектонического действия» (Gordienko, 2015a,b).

Весь процесс был очень быстрым, не похожим на обычную процедуру формирования очага, при которой успевают возникнуть измененные породы в заметном по мощности слое над ним.

Высказывается мнение (Перчук, 2005 и др.) о расположении первичного очага на границе ядро-мантия. Этот раздел в последние годы становится все более популярным местом, в которое можно поместить источники всех непонятных процессов без риска проверки правильности такой операции. Реальная информация о поступлении вещества из нижней мантии в верхнюю отсутствует (Иванов, 2010 и др.).

### МИНИМАЛЬНЫЕ ГЛУБИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОВ

Приводимые ниже два варианта алмазопоявлений в настоящее время не рассматриваются в качестве возможных разновидностей месторождений, т.е. скоплений алмазов, пригодных для рентабельной разработки. Все же краткого упоминания они заслуживают.

Накопилось достаточно много сведений об обнаружении алмазов, возникших в совершенно иных РТ-условиях, чем рассмотренные выше. Они встречены не в кимберлитах, а в обычных породах земной коры, возникших при температуре около 700°C и давлении 2-3 ГПа в ходе метаморфизма древних осадков и прорывающих их траппов (Перчук, 2005, Shirey et al., 2013a и др.). Результаты экспериментов последних лет подтвердили возможность синтеза микроалмазов и роста их кристаллов за счет углерода карбонатов в присутствии некоторых оксидов. Изучена возможность алмазообразования за счет эволюции карбонат - силикатных, флюидно - карбонатитовых и щелочно - карбонатных многокомпонентных систем. Результаты положительны: образование алмазов возможно при относительно низких величинах давлений и температур в восстановительной среде в условиях неравновесности (Каржавин, 2010, Shirey et al., 2013a). Вероятно, для сохранения результата преобразования необходимо предположить быстрое перемещение продуктов такой эволюции в область низких температур. В породе появляются псевдоморфозы графита по алмазу (Перчук, 2008). Кроме того,

наночастицы алмаза могут и возникать и стабилизироваться (предположительно – под влиянием азота) еще ближе к поверхности при 350-500<sup>0</sup>С и 0.001-0.1 ГПа (Симаков и др., 2008).

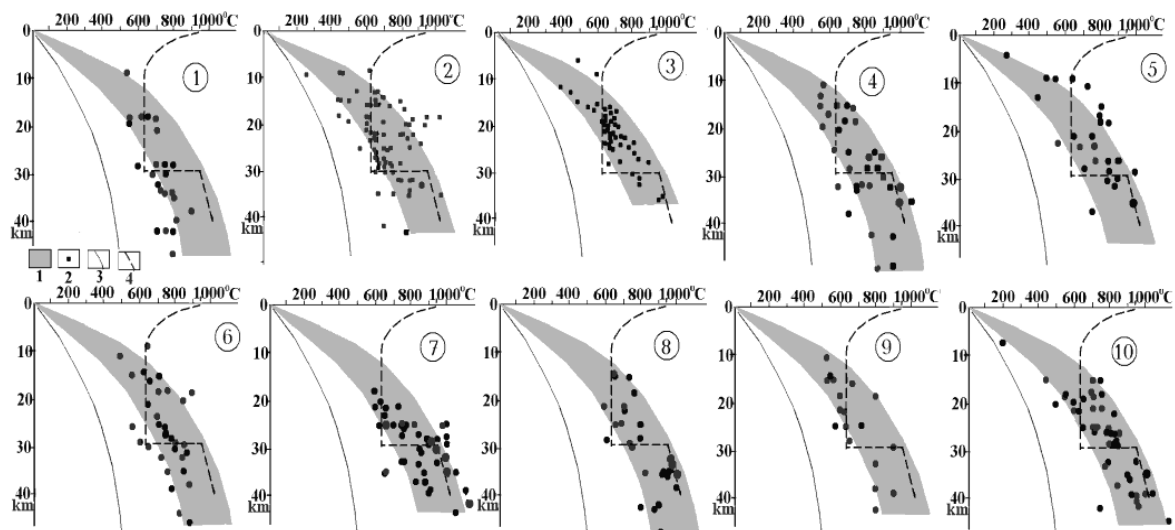


Рис. 11. Сравнение расчетных (1) и экспериментальных (2) данных о распределении температуры в коре докембрийских щитов и платформ.

3 - фанерозойское распределение Т в коре платформы для нормальной теплогенерации, 4 – температуры солидуса пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Регионы (цифры в кружках): 1 - Канадский щит, 2 - Балтийский щит, 3 - Украинский щит, 4 - Сибирская платформа, 5 - Южно-Американская платформа, 6 - Африканская платформа, 7 - Индийский щит, 8 - Сино-Корейский щит, 9 - Австралийская платформа, 10 - Антарктическая платформа.

С точки зрения АПГ приведенные выше РТ-условия представляются вполне реальными. Они достигаются в недрах активизированной коры при внутрикоровой адвекции. В частности, подобные величины нагрева в верхней части коры представлены на рис. 11. В моменты активизаций температуры на соответствующих глубинах были выше, а в настоящее время породы, условия образования которых для какого-то этапа зафиксированы в координатах давления и температуры, находятся на поверхности.

Вероятно, по-другому образовались породы, включающие минералы, «...которые могли возникнуть лишь при очень высоких значениях давления, соответствующих (по максимуму) глубинам более 120 км. Среди таких минералов мелкий алмаз, часто встречающийся в сростках с цирконом ( $Zr_2SiO_4$ ) и Mg-Са-карбонатами, коэзит (высокобарная форма кремнезема), глиноземистые сфен (твердый раствор систем  $Al_2O_3 - CaTiO_3$ ) и рутил ( $TiO_2 - Al_2O_3$ ), а также калийсодержащий клинопироксен (твердый раствор  $Ca(Mg,Fe)Si_2O_6 - KAlSi_2O_6$ ). Такие аномальные явления пока не нашли физического объяснения: нам неизвестен механизм, который позволил бы погрузить крупные массы континентальной коры в верхнюю мантию на глубину более 120 км и вернуть их на дневную поверхность» (Перчук, 1997, с.72). Блоки пород с подобной тектоно-метаморфической историей в случае, если давления на пике метаморфизма достигали поля устойчивости коэзита, называют метаморфическими террейнами сверхвысоких давлений (UHP-террейнами).

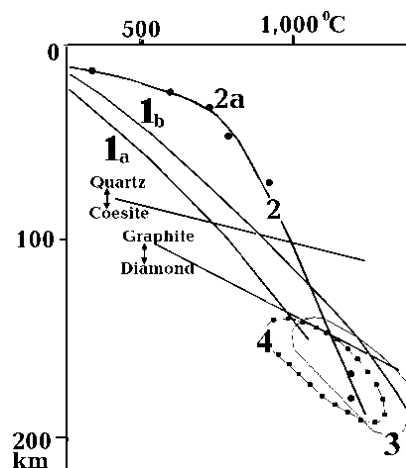


Рис. 12. Сопоставление распределения температур в холодной верхней половине верхней мантии с условиями преобразований графит-алмаз и кварц-коэзит.

1а - температура под платформой, 1б – температура перед инициальным магматизмом (см. рис. 3), 2 – РТ-условия эксгумации эклогитов Кокчетавской глыбы (2а – в отдельных пунктах траектории эксгумации (Буслов и др., 2015, Жимулев, 2007)), 3,4 – параметры среды по данным центральных включений в алмазах (Бобров, 2009) для парагенезисов: 3 – эклогитового, 4 – перидотитового.



Рис. 13. Крупные коренные месторождения алмазов: 1 – с глубин 120-250 км, 2 – более 250 км. 3 – УНР-террейны.

В настоящее время известно около 20 метаморфических комплексов, содержащих коэсит (Liou et al., 2004, Shirey et al., 2013a) или псевдоморфозы кварца по коэситу. Часть из них показана на рис. 13.

Условия образования УНР-комплексов удобно рассмотреть на примере одного из наиболее изученных – Кокчетавского в центральном Казахстане. Глубина погружения его пород по современным данным (Буслов и др., 2015) максимальна среди известных объектов такого рода - 150-200 км.

Геологическая история Кокчетавского блока из состава Центрально-Азиатского складчатого пояса в настоящее время еще не может быть представлена во всех существенных деталях. Однако, в литературе можно найти сведения, позволяющие реконструировать картину развития региона в период формирования алмазоносных пород (Буслов и др., 2015, Хаин, 1977, Жимулев, 2007 и др.). Хотя некоторые ее фрагменты остаются на уровне вероятных допущений, так как значительная часть рифейского осадочно-вулканогенного разреза массива уничтожена эрозией.

Можно утверждать, что в регионе имели место два последовательных этапа геосинклинального развития: позднегренвилевский (раннелуфилийский?) и раннекаледонский (позднебайкальский?). Каждый начинался основно-ультраосновным магматизмом, заканчивался кислым и складчатостью. Эти процессы завершились примерно 850 и 450 млн л назад соответственно. Территориальное перекрытие геосинклиналей существовало, но его степень определить не удается.

Проведен расчет тепловой модели тектоносферы для этого периода развития массива с использованием теплогенерации в геосинклинальной верхней мантии. Показано, что время, разделяющее указанные события, достаточно для накопления нужной энергии. Примерно 550 млн л назад инициальным магматизмом может начаться каледонский геосинклинальный процесс. Именно к этому времени относится информация про начало эксгумации УНР-комплекса. Сведения о процедуре его погружения отсутствуют. Очевидно, оно имело место достаточно давно перед началом каледонского цикла.

Породы УНР-комплекса внутри каледонской толщи содержат явные следы образования из пород осадочно-вулканогенного (верхнего) слоя коры луфилийской геосинклинали. Можно предположить, что именно эти образования, дополненные породами нижней коры, участвовали в создании блока, поднявшегося к поверхности в каледонское время. Механизм формирования блоков земной коры, способных к перемещению в ее пределах и погружению в мантию, рассмотрен, в частности, в работе (Гордиенко, 2014в). Это внутрикоровая адвекция. В нижней части осадочного слоя геосинклинали при его погружении и прогреве возникают породы, плотность которых выше (на 0.1-0.15 г/см<sup>3</sup>), чем пород верхней части прогретой консолидированной коры. Опустившись на несколько километров, они оказываются в зоне эклогитизации. Состав возникающей смеси (Жимулев, 2007 и др.) позволяет рассчитать ее плотность после погружения в мантию и метаморфических преобразований компонент (кварца

– в коэсит, амфибола – в омфациит и т.д.). Плотностная аномалия разрешает оценить погружение такого блока примерно в 2/3 погружения чистого эклогита (см. выше). Глубина остановки составит около 170 км. Эта независимо полученная оценка совпадает с данными работы (Буслов и др., 2015). Преобразование погружившихся пород, включающих сидерит, пирит и графит, благоприятно для образования в них алмазов. В этом смысле процесс принципиально отличается от выноса кимберлитами алмазов, находившихся в породах над магматическим очагом.

Поднятие комплекса, на всем пути к поверхности находящегося в среде с платформенной температурой (рис. 12), логично связывать с началом инициального магматизма. Вероятно, прогрев его пород был очень незначителен по сравнению с условиями перед началом каледонского процесса. В работах (Буслов и др., 2015, Жимулев, 2007) упоминаются признаки незначительного частичного плавления пород комплекса. При достигнутых  $T$  (1100-1200°C на глубине около 150-170 км) плавлению могут подвергнуться только сохранившиеся микровключения амфибола и флогопита (биотита?). В результате возникает минимальная отрицательная плотностная аномалия в сотые доли  $г/см^3$ .

Темп поднятия комплекса в мантии в 50 раз ниже, чем кимберлитовой магмы (130 км за 2-5 млн л). Разница в плотностной аномалии может обеспечить снижение скорости всплывания на половину порядка. Еще порядок, скорее всего, связан с меньшими размерами объекта. Наблюдаемые мощности незначительны (порядка 1 км). Однако авторы проведенных исследований (Буслов и др., 2015, Жимулев, 2007 и др.) считают, что объект разделился на несколько пластин, в коре перемещавшихся отдельно. Определить полную мощность не удастся, но вполне вероятно величина втрое меньше, чем КТД. Это объясняет установленный темп всплывания в мантии. Расчет показывает, что именно при мощности 20 км в процессе поднятия формируется изменение  $T$  с глубиной, близкое к показанному на рис. 12.

В коре скорость поднятия объекта на порядок ниже. Это согласуется с ростом вязкости, но более вероятно влияние иного механизма всплывания, приведшего к фрагментации блока. Речь может идти об участии массива в адвективном складкообразовании с формированием шарьяжей (Gerya, 2010).

Процесс образования УНР-террейнов, предлагаемый сторонниками тектоники плит (Буслов и др., 2015, Malusa et al., 2015, Shirey et al., 2013a,b и др.), у разных авторов не совпадает, полностью лишен энергетического обоснования и представляет собой серию перемещений блоков по неясным причинам.

## **ВЫВОДЫ**

Проведенный анализ проблематики образования алмазоносных пород показал, что использование представлений адвекционно-полиморфной гипотезы дает возможность полнее понять некоторые процессы, происходящие в тектоносфере

1. Алмазообразования на различных глубинах в среде разного состава.
2. Образования кимберлитовой магмы из погружившихся в мантию коровых эклогитов, частично плавящихся при достижении условий инициального магматизма.
3. Формирования «двухэтажного» тепломассопереноса, включающего глубины нижней половины верхней мантии и часть переходной зоны к нижней мантии.
4. Транспортировки ксенокристаллов и ксенолитов к поверхности, происходящее с аномально высокой скоростью.
5. Погружения в мантию и последующего всплывания при очередной активизации УНР-блоков коровых пород.

Часть этих событий геологической истории представляет собой отражение частей глубинных процессов, постулируемых гипотезой. В других случаях речь идет о явлениях, которые незначительны по сравнению с общей схемой тепломассопереноса. К ним внимание привлечено именно их связью с образованием и транспортировкой алмазов. Но и здесь применение АПГ оказывается полезным.

## 14. ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кроме схемы перемещений вещества при формировании гидротермальных месторождений большое внимание уделяется и источникам флюида и материала заполнения рудных зон. Происхождение нерудной части заполнения понятно: в окружающей среде достаточно силикатов и карбонатов. Рудное вещество в необходимых количествах также можно получить, как правило, из вмещающих пород. Сложнее представить процессы его перехода в раствор, транспортировки и осаждения. Источник флюида наиболее проблематичен. Изотопия кислорода в его составе часто указывает на поверхностное происхождение. Оно не вызывает сомнений для донных океанических гидротермальных систем. Но даже в этом очевидном случае изотопия гелия говорит о присутствии во флюиде мантийных компонент. Явно участвуют в процессе метаморфогенные и магматические воды.

Целью данного раздела является демонстрация возможности приложения представлений адвекционно-полиморфной гипотезы глубинных процессов в тектоносфере Земли к формированию месторождений одного из видов полезных ископаемых. Естественно, в ней необходимо среди прочего ответить и на перечисленные выше вопросы.

В этом разделе рассматриваются золото-сульфидные месторождения в связи с возможностью оперировать данными по известным автору примерам на территории Украины. Не оспаривая мнение Х. Тейлора о том, что «... каждое рудное месторождение представляет собой, по-видимому, единственное в своем роде явление, и это затрудняет обобщение результатов исследований, посвященных выяснению природы и эволюции гидротермального рудного флюида или рудных флюидов; это особенно верно в отношении большинства гидротермальных жильных месторождений» (Геохимия ..., 1982, с.232-233), отметим все же: именно анализируемые ниже процессы характерны для этого и других типов гидротермального оруденения и не только для них.

С золото-сульфидными рудами связано более 40% мировых запасов Au (Кузьмин и др., 1999), оно присутствует преимущественно в тонкодисперсной форме в сульфидах (пирите, пирротине, арсенопирите, халькопирите и т.д.). В этом смысле они не отличаются от руд магматической сульфидной Co-Ni-Cu формации. Например, в промышленных норильских сульфидных рудах содержится обычно около 1-2 г/т золота.

Рудопроявления и месторождения этого типа встречаются в различных регионах Украины, они представлены результатами гидротермального процесса (скарновая часть часто недоступна из-за ограниченного эрозионного среза (Нечаев и др., 1998)). Минерализация, как правило, сопровождается крутопадающими разломами, образующие трещиноватые зоны. В Закарпатье - в слаболитифицированных первично вулканогенно-осадочных толщах. В Донбассе степень литогенеза вмещающих пород значительно выше. На Украинском щите она достигает зеленосланцевой или амфиболитовой фаций. 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 образования. Таким образом, в тот или иной отрезок геологической истории золото-сульфидный тип минерализации проявился на всей северной части Украины от Донбасса до Закарпатья.

### ОБРАЗОВАНИЕ РУД

Этой теме в последние десятилетия посвящены тысячи публикаций, здесь будут кратко отмечены только основные положения сформированной ими картины мобилизации гидротермами, переноса и отложения рудного вещества месторождений. Приложения развиваемой автором адвекционно-полиморфной гипотезы касаются только части аспектов процесса – его глубинности, скорости и тепловой модели.

Приводимые ниже данные взяты из работ (Борисенко, 2006, Борисов, 2000, Борисов и др., 2010, Геохимия ..., 1970, 1982, Яценко и др., 2009, Кривцов и др., 1981, Marsden et al., 2006, Raffenberger et al., 1995a,b, Рыженко, 1981, Сясько и др., 2006, Шарапов, 1992, Старостин и др., 1996, Волкова, 2009 и др.).

На моделях, использующих данные о реальных рудных полях, показано, что источником рудных могут быть породы, непосредственно вмещающие месторождения или входящие в разрез полей. Для образования месторождений не требуется превышения кларков соответствующих элементов в материнских породах. Для рассмотренных полиметаллических месторождений наиболее вероятен единый источник металлов и сульфидной серы – граниты, в том числе - с небольшой концентрацией сульфидной серы.

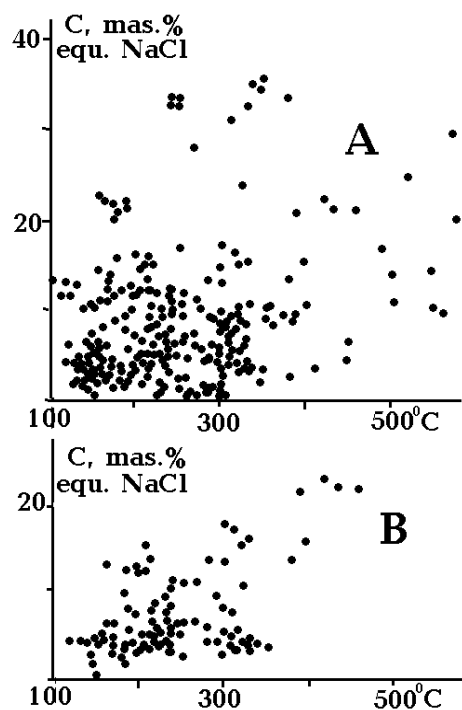


Рис. 1. Связь концентрации солей с температурой гомогенизации газовой-жидких включений в рудных минералах полиметаллических месторождений разных регионов России (А) (Шарапов, 1992 и др.) и месторождения Джаммидон Садонского рудного района Северного Кавказа (В). (Хетагуров и др., 1986)

Область мобилизации рудных компонент имеет локальный характер, и, как следствие, рудные объекты такого типа относятся к классу средних или даже мелких (Борисов, 2000 и др.). Для накопления  $10^6$  т руды (довольно крупное месторождение Cu, Pb, Zn) из блока гранита с размером грани 4-5 км нужно извлечь около 7% содержащегося в нем металла (Геохимия ..., 1970). Благоприятность сульфидов и арсенидов металлов для накопления золота общепризнана (Борисенко, 2006, Геохимия ..., 1970 и др.). При этом не обязательно они имеют источником те же породы, что и металлы сульфидов. Средние концентрации золота в разных типах пород несущественно различаются: ультраосновные 5-6, основные – 4, средние – 4, кислые – 4-5, сиениты – 4 (в  $10^{-9}$ ) (Геохимия ..., 1970).

Переносящий рудное вещество флюид приобретает концентрацию хлоридов на порядок выше имеющейся обычно в расплаве, реально она может достигать 40-50 г/л (речь идет о типичных величинах, встречаются и гораздо большие концентрации). С понижением температуры часть хлоридов K и Ca уходит в связи с преобразованиями пород, окружающих канал циркуляции флюида. Общая концентрация сокращается при росте относительного количества NaCl (Геохимия ..., 1970, 1982). Такие хлоридные растворы весьма эффективно экстрагируют металлы из материнской породы.

На рис. 1 видно, что наиболее распространенные концентрации солей отвечают сделанным выше оценкам и совпадают с результатами обобщения автора при определении электропроводности рудоносных термальных вод (Гордиенко, 2001). Зависимость концентрации от температуры при объединении многих данных не видна, слишком сильно влияние различий других факторов (рис. 1А). Сведения по одному месторождению позволяют обнаружить эту зависимость (рис. 1В).

На примерах сравнительно низкотемпературных вод (позволяющих массовое опробование) можно продемонстрировать применимость использованных методик расчета состава флюида (Борисов, 2000) – рис. 2.

Хлоридный (хлоридно-углекислый) флюид характерен не только для растворов, формирующих месторождения. Украинским проявлениям золото-сульфидной минерализации в Закарпатском прогибе и Складчатых Карпатах, в Донбассе предшествуют соленосные осадочные породы. Широки и временные рамки существования таких флюидов: есть основания считать хлоридными растворы, образовавшие докембрийские месторождения на Украинском щите (Гордиенко и др., 2005). Указания на присутствие хлора в растворах есть и для породных комплексов месторождений золота на Дхарварском щите Индийской и Алданско-Становом щите Сибирской платформ (Сафонов и др., 1988, Сясько и др., 2006 и др.), хотя возраст (архей) и состав вмещающих пород (зеленокаменные пояса, как и на Среднеприднепровском блоке УЩ (Гордиенко и др., 2003)) резко отличаются от карпатских и донбасских.

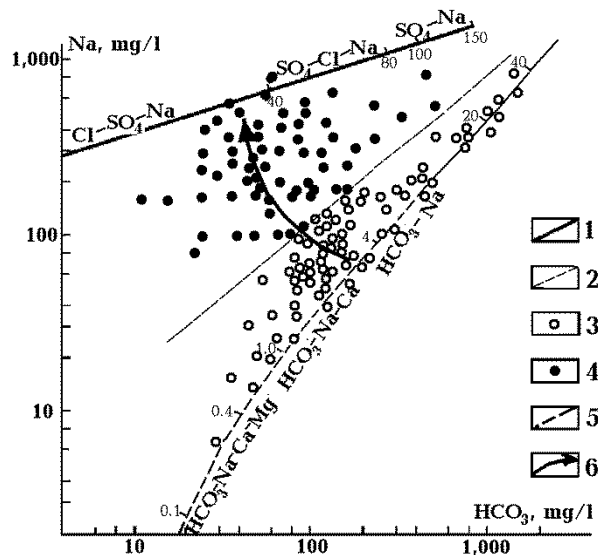


Рис. 2. Расчетные и реальные (в подземных термальных водах) концентрации компонент на диаграмме  $\text{HCO}_3^- + \text{Na}^+$  (Борисов, 2000).

1 - линия расчетных равновесных концентраций компонент в растворе, содержащем 350 мг/л хлора и взаимодействующем с породой гранитного состава ( $50^\circ\text{C}$ ,  $P_{\text{CO}_2}$  102.0,  $P_{\text{H}_2}$  10-13.9,  $P_{\text{H}_2\text{S}}$  10-20 Па), 2 - линия расчетных равновесных концентраций компонент в воде, взаимодействующей с гранитом ( $50^\circ\text{C}$ ,  $P_{\text{CO}_2}$  102.0 Па), 3-4 - концентрации компонент в термальных водах кристаллических пород СССР и Болгарии: 3 -  $\text{HCO}_3^-$ -Na воды,  $20-80^\circ\text{C}$ , 4 -  $\text{SO}_4(\text{Cl})$ -Na воды, более  $50^\circ\text{C}$ , 5 - граница между

разновидностями термальных вод, 6 - направление увеличения концентраций  $\text{SO}_4^{2-}$  и температуры вод. На линиях указаны смена геохимических типов равновесных растворов и величины отношения порода/вода, принятые при расчетах.

Изучено влияние вмещающих пород (реакции раствора с ними) на эффективность осаждения сульфидов. Например, в простом изотермическом варианте без учета эффекта предшествующих порций раствора, за счет охлаждения из него выделяется 45% Zn, при реакции с гранитом, туфобрекчией, слюдястым сланцем – 83%, с амфиболитом, кристаллическим сланцем – 99%. При этом существенно изменяется pH раствора, коррелируя с кислотно-основной характеристикой пород. Рассмотрены и более сложные варианты развития событий, в частности, предполагающие изменение температуры в системе по вертикали (Борисов и др., 2010). Эти исследования включали систему «гранит-флюид» из 15 независимых компонент. Модель водного флюида включала 79 частиц, в том числе – 26 рудных элементов. Среди возможных твердых фаз – 52 минерала, включая порообразующие, метасоматические и рудные. Использовались оценки констант диссоциации комплексных соединений по вариантам уравнения Рыженко (Рыженко, 1981), учитывались энергии частиц водного раствора на основе модели Хелгесона-Киркхама-Флауэрс.

Происхождение водного флюида, формирующего месторождения (см. ниже), по признанию большинства специалистов – смешанное (участвуют поверхностные и глубинные воды разной природы). Для такого состава детально проанализированы типы барьеров и их сравнительная роль на разных этапах рудоотложения. На уровне физико-химического моделирования доказана геохимическая роль гидродинамических барьеров.

Концентрация сульфидной серы в растворах выщелачивания составляет  $n \cdot 10^{-2-3} m$  (где  $m$  – моляльность), этого достаточно для образования сульфидов рудных элементов при изменении условий. Нет необходимости привлекать иной источник сульфидной серы для образования основной массы сульфидов жильных полиметаллических месторождений (Борисов, 2000). Один из вариантов развития процесса рудоотложения рассмотрен в работе (Волкова, 2009), результаты приведены на рис. 3 и 4. Как будет показано ниже, они получены в реальном диапазоне условий.

В целом можно констатировать, что проведенными к настоящему времени исследованиями довольно полно аргументирована точка зрения на процесс образования рассматриваемого типа месторождений в рамках системы, включающей источники глубинных и поверхностных вод, материнскую породу и место отложения руд.

Время существования гидротермальных систем континентов - 1-100 тыс. л (Геохимия ..., 1970, Старостин и др., 1996). Для обширных бассейнов сделан вывод: «...термальные воды ... могут переносить и отлагать сульфиды металлов, однако скорость такого процесса слишком низка для образования промышленно-значимых месторождений. ...необходимо, чтобы благоприятные условия господствовали на протяжении миллионов и более лет, а не всего лишь десятки тыс. лет...» (Геохимия ..., 1982, р.604). Для значимого рудообразования необходимы десятки упомянутых выше «волн».

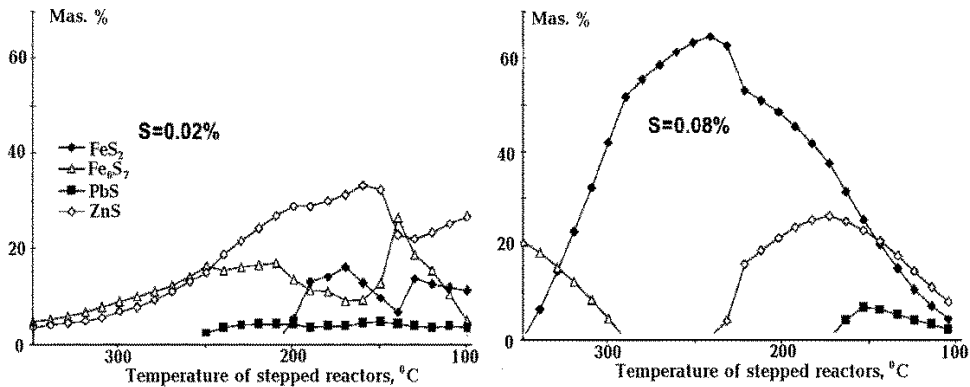


Рис. 3. Валовые содержания минералов по восстановлению жилы (от высоких температур к низким) на 15 волне для моделей с начальными условиями 420°C, 0.1 ГПа.

Возможность формирования месторождения связывается с длительностью процесса (количеством «волн», под которыми подразумевается полная замена флюида в поровом пространстве рудоотложения).

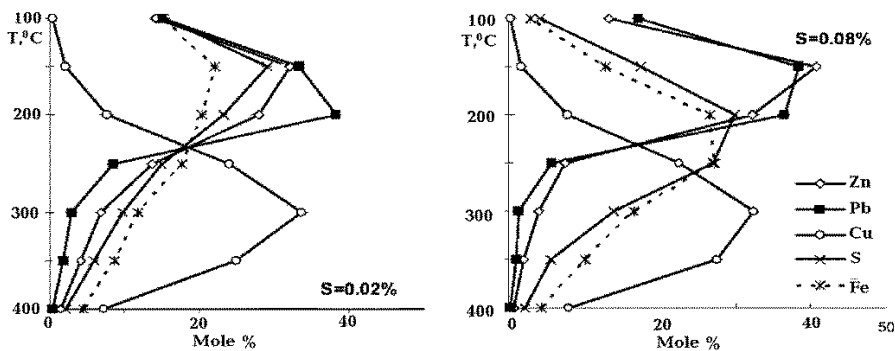


Рис. 4. Отложение металлов и серы (мол.% от общего количества отложенного элемента) по интервалам температур по восстановлению модельных жил.

### ЭНДОГЕННЫЙ РЕЖИМ И МАНТИЙНЫЙ ЭТАЖ ПРОЦЕССА

Приуроченность рудообразования к какому-то этапу развития региона в соответствии с тем или иным типом эндогенного режима по АПГ полностью определяет схему тепломассопереноса и тепловую модель. Тип режима возможно определить для фанерозойских месторождений. По имеющимся у автора сведениям они возникают на этапе постгеосинклинальной активизации. Месторождения сформировались после альпийской складчатости Карпат и Балканид Словакии, Украины, Румынии, Болгарии, на постгерцинском (киммерийском) этапе активизации Донбасса и Скифской плиты Северного Кавказа; отсутствуют в зонах современной и киммерийской активизаций регионов докембрийской платформы Украины и герцинского рифта Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба, современной активизации герцинской и киммерийской геосинклиналей Скифской плиты и герцинской - Донбасса.

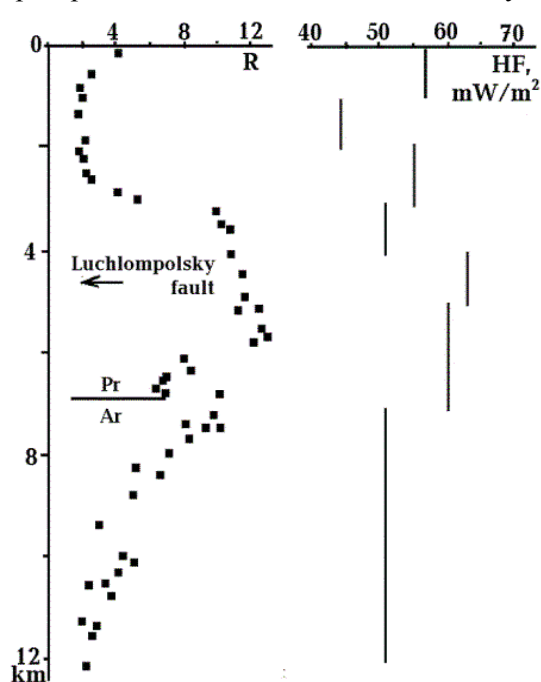
Типичная ситуация в соответствующий момент геологической истории по АПГ предполагает поступление в кору мантийного материала из неглубокой остаточной астеносферы. Следствием является частичное плавление в средней части коры, подъем кислой магмы до глубин несколько меньше 10 км (Гордиенко и др., 2011, Старостин и др., 1996). Возникают и более редкие и быстро остывающие внедрения на меньшие глубины. Происходит флюидизация интервала глубин от 30 км до кровель кислых интрузий. Выше флюиды поднимаются вплоть до поверхности (если отсутствуют экраны) над интрузиями по проницаемым зонам разломов. Все эти явления накладываются на фон коровых пород, уже прогретых и метаморфизованных при геологически недавно завершившемся геосинклинальном процессе.

Такая схема подразумевает наличие активного мантийного этажа, возможность мобилизации флюидами вещества не только из гранитного интрузива, возникновение интенсивной аномалии теплового потока не только над проницаемой зоной, по которой



восходят флюиды и пр.. Она, в общем, согласуется с распространенными представлениями (Кривцов и др., 1981 и др.).

Указанием на присутствие мантийного этажа может служить изотопия гелия подземных вод рудных полей. Как ее количественная характеристика обычно используется величина  $R = (^3\text{He}/^4\text{He}) \cdot 10^8$ . Фоновое коровое значение  $R$ , указывающее на отсутствие мантийной составляющей, - около 2. В Закарпатском прогибе Украины, где располагаются молодые золото-сульфидные месторождения Береговского рудного поля,  $R$  достигает 200-300 (Гордиенко и др., 2001 и др.). В водах древних месторождений мантийная гелиевая метка не сохраняется. Но ее можно обнаружить в породах, долго удерживающих гелий. Таких данных мало, в качестве примера можно сослаться на результаты по Кольской сверхглубокой скважине (рис. 5). Проведенный здесь уникальный эксперимент (Икорский и др., 1994), охвативший породы на всех глубинах от 0 до 12 км, позволил выявить на обычном фоне аномалию с  $R$  до 10-12. Анализ возмущения показал, что оно связано с протерозойской проработкой пород глубинными флюидами, приуроченными к зоне Лучломпольского разлома. В этом интервале глубин встречены сульфидные золотосодержащие руды, образовавшиеся в рамках нескольких протерозойских активизаций. Не все случаи рудообразования сопровождаются аномалиями  $R$ .



Рудным зонам, вскрытым скважиной на глубине около 1,8 км, отвечает коровая изотопия гелия (рис. 5).

Рис. 5. Изотопия гелия в породах Кольской сверхглубокой скважины (Икорский и др., 1994).

Впрочем, нельзя исключать и другую интерпретацию наблюдаемого в СГ-3 распределения  $R$ . Интервалу глубин с аномальными значениями параметра отвечает повышенный (примерно на 10 мВт/м<sup>2</sup>) ТП (рис. 5). Поэтому можно предположить, что появление возмущения  $R$  связано с молодой циркуляцией глубинных флюидов, использующих те же каналы, что и протерозойские. В отличие от последних современные флюиды щитов не рудоносны (см. ниже).

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВОДЫ РУДОНОСНЫХ РАСТВОРОВ

При составлении флюидного баланса прежде всего надо знать количество воды, необходимой для формирования месторождения. Решение этой задачи требует большей информации, чем имеющаяся в наличии. Через объем месторождения за время его образования пронесется количество воды, эквивалентное высоте столба около 1-2 км. Можно предположить, что большая ее часть не «выводится из оборота» при конвекции в трещиноватой среде. Значительная часть, изливающаяся на поверхность, возвращается в конвекционную ячейку. Имеются сведения о согласовании изотопии кислорода гидротерм, гейзеров и поверхностных водотоков (Бабинец и др., 1967 и др.). Таким образом, за время формирования месторождения (50-100 тыс. лет) для обеспечения процесса должно образоваться гораздо меньшее количество воды.

Для условий Украины инфильтрация поверхностных вод на глубину около 1 км за 100 тыс. лет составляет 0.5-1.0 км. Эти цифры относятся к осадочному бассейну, в кристаллической коре и на большие глубины фильтруется много меньше.

При расчете количества метаморфогенной воды использованы: 1. Данные о распределении фаций метаморфизма по глубине в земной коре Украинского щита (Гордиенко и др., 2005). 2. Сведения о среднем содержании воды в породах разных фаций метаморфизма (Верхуген, 1962). 3. Данные об изменении температур в коре зон современной активизации по сравнению с корой докембрийской платформы и геосинклинали (Gordienko, 2016a,b). В результате получено значение в 150 м. Образование этих вод сопровождается дополнительным метаморфизмом коры в

зоне одноактной активизации. Он предваряется аналогичным по характеру процессом, завершающим геосинклинальный цикл 10-50 млн л назад. Возможно, часть геосинклинального флюида в коре еще сохранилась. Это региональные проработки коры, не ограниченные локальным районом формирования месторождения. Можно предположить, что они подготавливают условия для образования именно рудоносных флюидов (Наумов и др., 2011 и др.). Охваченный флюидизацией слой обладает большой мощностью – до 25 км. Глубже 30 км метаморфизм пород гранулитовой и эклогитовой фаций тоже происходит, но не сопровождается заметным выделением воды.

Оценка выполнена для полностью кристаллической коры. Мощный осадочный слой геосинклинали может, по крайней мере, удвоить количество образовавшейся воды.

Рассматриваемый региональный объект не очень заметен в виде аномалии скорости сейсмических волн. Это связано с низкой концентрацией флюида (менее объемного 1%). Впрочем, известны случаи его обнаружения в Донбассе и Закарпатском прогибе. Для заметных аномалий электропроводности флюида достаточно, эти возмущения чаще обнаруживаются.

Сама малоглубинная кислая интрузия, к которой часто приурочены месторождения, также может внести вклад в флюидизацию среды. По данным для детально изученного Нагольного кряжа Донбасса интрузия под рудным районом имеет мощность около 5 км (Александров и др., 1996). На период киммерийской активизации содержание воды в образовавшей ее магме можно оценить по данным работы (Менакер, 2011), представленным в табл. 1.

Таблица 1. Содержания компонент рудного раствора в магмах (Менакер, 2011)

Компоненты	Содержания (весовые %)		
	Расплав основных пород		
	Океанические регионы	Геосинклинали	Рифты
H <sub>2</sub> O	0.4-0.5	1.9	1.6
Cl	0.3	1.2	2.6
S	0.8-1.2	0.9	0.9
CO <sub>2</sub>	0.3-0.4	0.6	2.0
Расплав кислых пород			
H <sub>2</sub> O		2.2	3.6
Cl		0.8	1.7
S		0.1	0.1
CO <sub>2</sub>		0.4	0.2

Эндогенный режим регионов в табл. 1 приведен по представлениям АПГ. Очевидно, что коровые и мантийные магмы континентальных регионов несут гораздо больше воды и хлора, чем мантийные магмы океанов. Среди последних представлены магмы как срединно-океанических хребтов так и котловин.

В указанной выше интрузии может находиться 400-450м воды. Т.е. участок над нею оказывается в преимущественном положении в смысле возникновения интенсивной циркуляции рудоносного раствора. Она будет сосредоточена преимущественно в узкой разломной зоне высокой проницаемости (см. ниже). Это может способствовать вовлечению в тепломассоперенос растворов из соседних участков над кровлей интрузии.

Некоторые проявления гидротермальной активности признаются амагматическими (Наумов и др., 2011 и др.), Имеющийся на Украине геолого-геофизический материал по зонам современной активизации позволяет утверждать, что это верно лишь формально. В современном Донбассе нет проявлений магматизма. Но мощная гидротермальная активность сопровождается многими признаками глубинного процесса, включающего и образование зоны частичного плавления в коре и верхних горизонтах мантии.

Приведенные данные при всей их неполноте позволяют считать, что образование рудоносных растворов в нужном количестве достижимо без участия гипотетических мощных потоков мантийных флюидов. Какое-то их количество попадает в кору и может достигать поверхности. Но нет никакой значимой информации об их больших объемах. Основанные на качественных соображениях схемы выноса флюидов из верхней или нижней мантии или с границы ядро-мантия (Летников, 2006 и др.) в настоящее время нужно признать недостоверными.

## ТЕПЛОВЫЕ МОДЕЛИ РУДНЫХ ЗОН

Оценки расхода энергии на образование среднего месторождения рассматриваемого типа приводят к величинам около  $10^{12}$  Дж. С ними можно согласиться, учитывая приведенные выше данные о процессе. Но нельзя принять утверждение, что эта величина в тысячи раз превосходит энергию, выносимую тепловым потоком за тот же период (Старостин и др., 1996). Во всех геологических процессах приоритетным является вынос тепловой энергии, остальные элементы явления энергетически второстепенны.

Рассмотрим это утверждение для данного случая. Время формирования отдельных жил определено авторами в сотни лет, рудных полей – в десятки тысяч лет (Старостин и др., 1996). Оценим время формирования среднего месторождения в 1,000 лет, площадь – как  $100 \times 100$  м. Средний расход энергии на единицу площади составит  $3 \text{ мВт/м}^2$ , что более чем на порядок ниже фонового ТП.

Реальные аномалии теплового потока, отвечающие процессу, можно обнаружить в том же Закарпатском прогибе на золото-сульфидных месторождениях Береговского рудного поля (рис. 6). Приводимый пример месторождения Великая Бегань не единичен, подобные возмущения известны на Мужиевском, Шаянском (вне Береговского рудного поля) месторождениях, но в этих районах плохо изучен фон, аномальная величина ТП (близкая по величине к установленной на Великой Бегани) определяется с большой погрешностью.

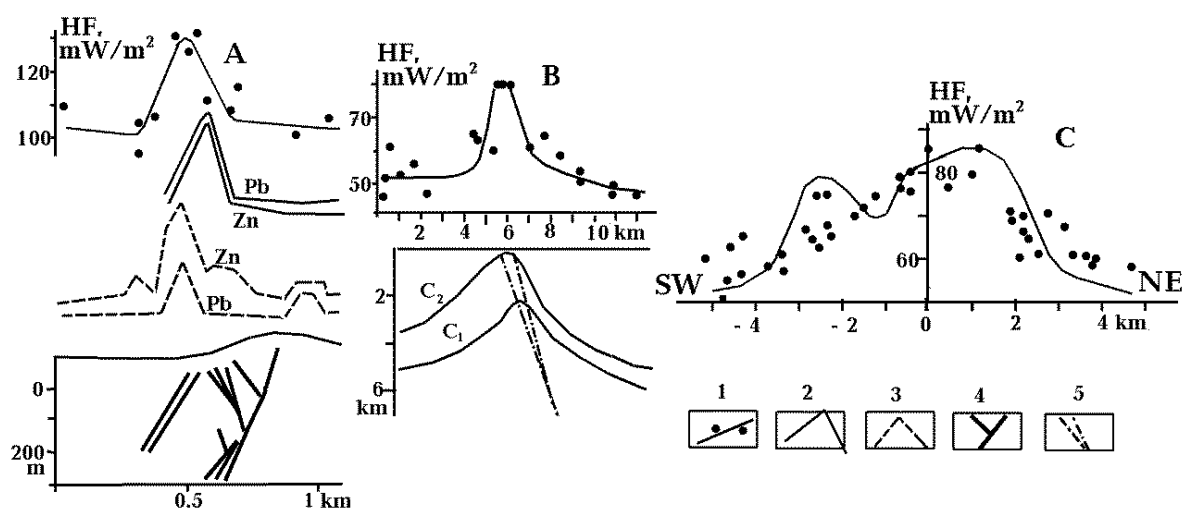


Рис. 6. Распределение теплового потока на месторождениях Великая Бегань в Закарпатском прогибе (Боев и др., 1977) (А) и на Михайловском на Главной антиклинали Донбасса (Александров и др., 1996 и др.) (В) и на месторождениях Никитовского рудного поля Донбасса (С) (Гордиенко и др., 2002).

1 – тепловой поток (точки – экспериментальный, линии – расчетный), 2, 3 – данные металлотермии (2 – в почве, 3 – в пепле растений), 4 – рудные зоны, 5 – Осевой разлом Главной антиклинали.

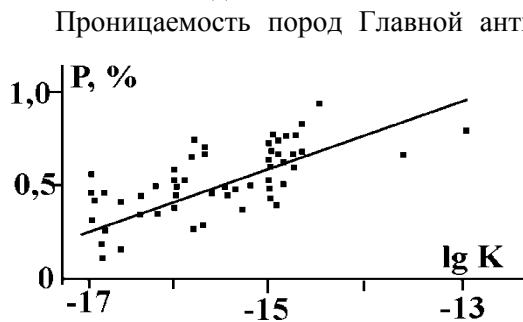
Аномалии теплового потока во многих зонах современной активизации Украины имеют ту же интенсивность (около  $25\text{-}35 \text{ мВт/м}^2$ ), хотя за пределами Карпат с ними не связаны рудные месторождения. Это относится и к возмущениям ТП на киммерийских месторождениях Главной антиклинали (рис. 6) и Нагольного кряжа Донбасса, месторождениям докембрийского возраста на Украинском щите (Гордиенко и др., 2005). Интересна ситуация на Никитовском рудном поле. Здесь известны восемь месторождений киновари (с заметным содержанием золота), сгруппированные на трех участках в центральной части антиклинали и на ее крыльях (Лазаренко и др., 1975). Современное распределение теплового потока (рис. 6) можно примерно объяснить, разместив на этих участках аномалии, рассчитанные для современной циркуляционной системы на Михайловском месторождении.

Таким образом, можно допустить, что разновозрастные активизации используют те же проницаемые зоны для подъема флюидов. Но только постгеосинклинальные создают реальные скопления руд. Хотя небольшие отложения сульфидов, часто со следами золота, присутствуют в зонах перечисленных выше активизаций, происходящих вне постгеосинклинального этапа. А в молодых рудных районах, например, в Закарпатском прогибе, присутствуют небольшие месторождения углеводородов, распространенные в зонах современной активизации прогибов

с возрастом фундамента от докембрийского до герцинского. Для возникших в эти почти безрудные периоды флюидов характерны существенно меньшие концентрации хлоридов, появляются заметные количества фтора (Лукин, 1997, 2004, Шумлянский, 1983, 2007, Шумлянский и др., 2003).

Интерпретация аномалий теплового потока, отвечающих районам интенсивной циркуляции флюидов (рис. 6 и др.), проведена в виде поиска параметров конвективной ячейки, эффект которой, будучи добавленным к нормальному для региона ТП (на момент зарождения ячейки), позволил бы объяснить наблюдаемое распределение. Толщина конвектирующего слоя – расстояние между поверхностью земли и кровлей интрузии – принята равной 7 км. Более подробно использованная схема теплопереноса описана в (Александров и др., 1996). Для объяснения аномалии оказалась необходимой узкая ячейка (шириной в первые сотни метров) с очень большим числом Нуссельта, подразумевающим необычайно высокую проницаемость пород слоя - около  $5 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$ , время стабилизации теплового поля – первые десятки тысяч лет. Для киммерийской активизации в Донбассе расчет был несколько усложнен учетом наличия в верхней части разреза практически непроницаемой толщи глин перми мощностью около 2 км.

Аналогичные расчеты проведены в работе (Bachler et al., 2002) для одного из разломов Рейнского грабена. Они привели к практически тем же параметрам гидротермальной системы (ширина проницаемой зоны - 200 м, глубина подошвы – 5.5 км, проницаемость разломной зоны -  $5 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$ , время стабилизации теплового поля - 77 тыс л). Во всех случаях удается объяснить интенсивность аномалии теплового потока на обычной глубине наблюдения (500-1,000 м) интенсивностью до 20-40 мВт/м<sup>2</sup>.



Проницаемость пород Главной антиклинали Донбасса, лабораторно определенная при нормальных условиях, отвечает их небольшой пористости, составляющей около 1% в самой верхней части разреза и сокращающейся до 0.5% и менее в остальной толще осадочных пород (Александров и др., 1996).

Рис. 7. Связь проницаемости (K) с пористостью (P) пород по (Шарапов, 1992).

Для получения нужной величины K необходимо увеличить ожидаемую по пористости примерно на 2-3 порядка. Рассмотрение влияния роста с глубиной температуры и давления на проницаемость не позволяет ожидать такого эффекта (Витовтова и др., 1982 и др.). Эта особенность перколяционного увеличения проницаемости прослеживается во всех задачах такого рода, связанных с гидротермами в активизированных районах (Fournier, 1999). Физической основой перколяции является местная сейсмичность, присущая активизированным зонам (Галимов, 1973, Ромм, 1966).

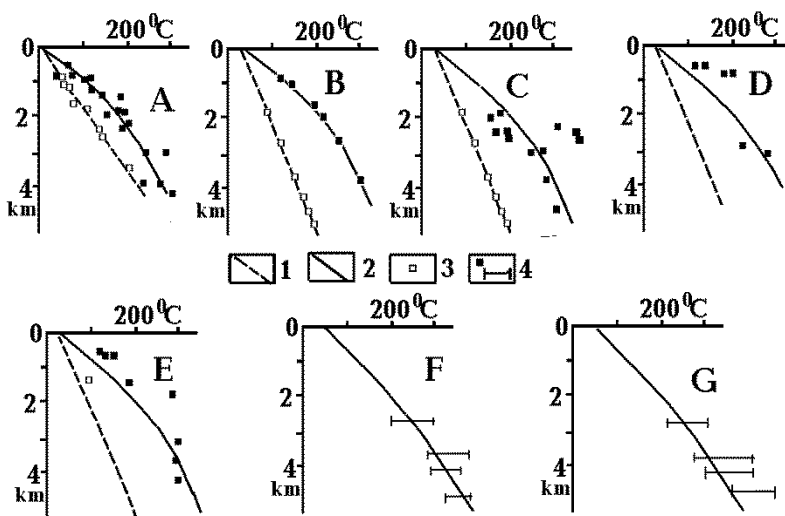


Рис. 8. Сравнение расчетных распределений температуры (1, 2) с данными геотермометров по сульфидным месторождениям Закарпатского прогиба (Зацеха, 1989) (А), Главной антиклинали Донбасса (Александров и др., 1996) (В), Нагольного кряжа (Курило, 1980, Лазаренко и др., 1975) (С), рудопоявлений на периферии Донбасса (Д), Никитовского и Садонского рудных районов (Хетагуров и др., 1986, Лазаренко и др.,

1975) (Е), Клинцовского рудного поля (F) и других месторождений (G) центральной части Украинского щита (Марченко и др., 2008).

1 – вне термальных куполов, 2 – в термальных куполах, 3,4 – данные геотермометров (3 – вне термальных куполов, 3 – в термальных куполах).

Существует и точка зрения, согласно которой рост проницаемости связан с периодическим кратковременным увеличением пористости, которое обусловлено повторными инъекциями высоконапорного магматического материала из глубинного очага в приповерхностный (Fournier, 1999). В промежутках трещины залечиваются.

Тепловые аномалии в рассмотренных случаях одинаковы по интенсивности, хотя мощность трещиноватых зон в Донбассе гораздо больше, чем в Закарпатском прогибе и на щите.

Тепловые модели недр в центральной части ячейки (на оси «термального купола») построены для месторождений, где имеются данные геотермометров, позволяющие контролировать результаты расчетов. Различия между расчетными моделями отчасти связаны с изменением температуры поверхности Земли по сравнению с современной в разные периоды геологической истории. В мезозое Донбасса она была на 20<sup>0</sup>С выше нынешней, для времени формирования месторождений Украинского щита (около 2,000 млн л назад) условно считалась превышающей ее на 40<sup>0</sup>С. Результаты сравнения показаны на рис. 8.

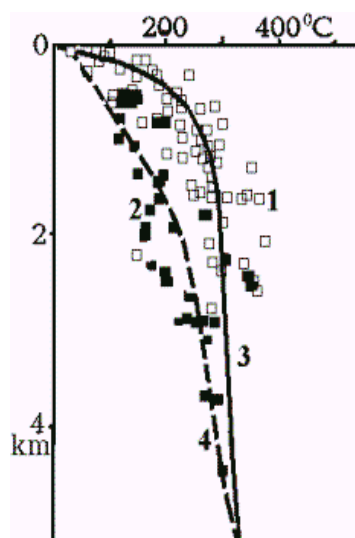


Рис. 9. Распределение по глубине температур образования минералов рудных зон и бассейнов термальных вод.

1,2 – экспериментальные данные (1 – термальные воды, 2 – рудные зоны), 3,4 – расчетные модели для конвективных ячеек (3 – термальных вод, 4 – рудных зон).

Очевидно согласование расчетных (базирующихся на схеме процесса по АПГ) и экспериментальных данных. Для месторождений разного возраста тепловые модели оказываются очень близки.

Сравним данные о распределении по глубине температур образования минералов рудных месторождений со сведениями по обширным бассейнам термальных вод (часто сопряженным с районами современного или недавнего магматизма), приводимыми в различных публикациях (Геохимия ..., 1970, 1982, Шарапов, 1992 и др.) (рис. 9).

Расчетное распределение  $T$  для бассейнов термальных вод характеризует ситуацию с почти адиабатическим градиентом в основной части ячейки и ярко выраженной погранзоной, в аналогичной нижней погранзоне температура должна приближаться к солидусу гранита. Очевидно, что речь идет о свободной конвекции до кристаллизации расплава. Логичным представляется считать в данном случае гидродинамическим барьером верхнюю погранзону небольшой мощности. Оценки длительности периода сохранения расплава у кровли интрузии оказываются много меньше времени, необходимого для формирования месторождения. Основная его часть возникает в последующий период, когда температура кровли интрузии ниже солидуса.

Интенсивность теплопереноса в бассейне термальных вод магматического района позволяет объяснить с большой точностью, в частности, колоссальные тепловые потоки, непонятные при использовании модели магматизма в зоне субдукции (Hochstein, 1995 и др.).

### УПЛОТНЕНИЕ ПОРОД ТЕРМАЛЬНОГО КУПОЛА

Прогрев недр в пределах месторождения и в соседних объемах пород может отразиться на их плотности. В случае формирования рудной залежи в кристаллических образованиях его влияние незначительно. Например, на Клинцовском месторождении в центральной части Украинского щита отличия плотности измененных пород от неизмененных не фиксируются. Эффект собственно рудных зон незначителен. Наличие в районе детальной гравиметрической съемки позволяет провести сравнение (рис. 10) рельефа расчетного и наблюдаемого полей.

Аномалия  $\Delta g$  отсутствует. Наблюдаемые слабые отрицательные аномалии (по сравнению с расчетной кривой) могут быть связаны с современными разуплотненными проницаемыми зонами, которым отвечают повышения теплового потока.

В породах осадочной толщи, даже такой катагенетически измененной как отложения карбона Донбасса, эффект прогрева в термальном куполе вполне заметен.

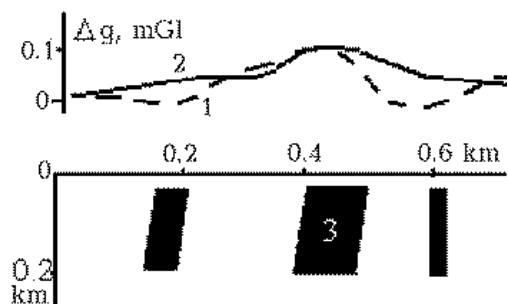


Рис. 10. Распределение наблюдаемого (1) и расчетного (2) аномального гравитационного полей над рудными зонами (3) Клиновского месторождения.

Построению для рудного района Главной антиклинали плотностной модели способствовала хорошая изученность разными геолого-геофизическими методами. Катагенетические изменения пород под влиянием высокого теплового потока происходили здесь уже в доскладчатый период, образование антиклинали с очень большими углами падения слоев (до 70-80°), подъем и эрозия вывели на поверхность плотные породы. Расчетный эффект антиклинали в ее центральной части (рис. 11А) неплохо согласуется с наблюдаемым полем, что подтверждает правильность выбранной связи аномальной плотности и степени катагенеза при разных Т. В районе месторождения на этот эффект наложено влияние кислой интрузии (плотность ее пород меньше, чем вмещающих) и проницаемой трещиноватой зоны, по которой поднимаются флюиды, создающие современную аномалию ТП. Расчетное поле оказывается несколько ниже наблюдаемого (рис. 11В). Сравнивая эту разницу с расчетным эффектом рудной зоны (рис. 11С), убеждаемся в их близости по форме и величине. Т.е. при достаточно точной и детальной съемке гравитационное поле можно использовать как диагностических признак месторождения.

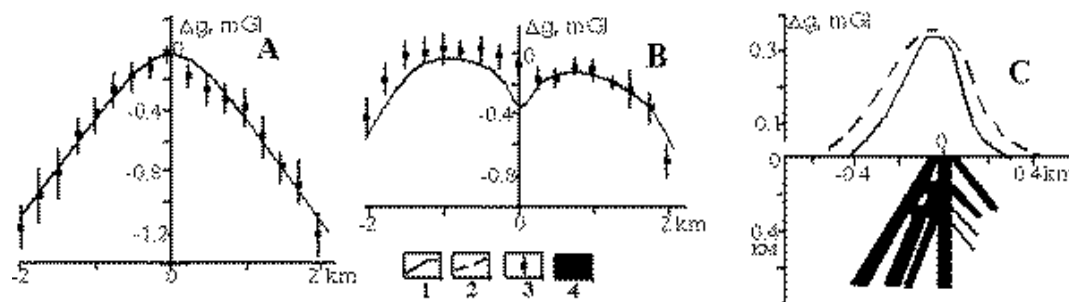


Рис. 11. Расчетные и наблюдаемые гравитационные поля Главной антиклинали Донбасса (после снятия регионального фона). А – поле антиклинали вне купола, В – поле на термальном куполе, С – гравитационный эффект рудной зоны.

1 – расчетные значения  $\Delta g$ , 2 – разница между наблюдаемым полем и эффектом термального купола на Михайловском месторождении, 3 – средние значения наблюдаемого поля, 4 – рудная зона.

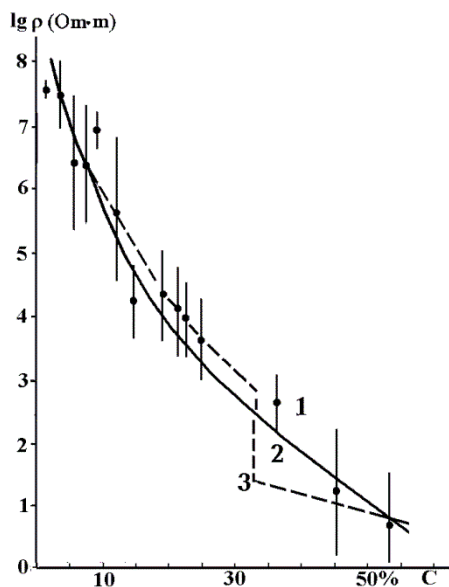
## АНОМАЛИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ

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

Предполагаемые по схеме процесса объекты аномальной проводимости по размерам на порядок превышают месторождения. Они характеризуют по меньшей мере рудные районы. На Украине известен только один регион, где образуются современные месторождения, - Закарпатский прогиб. Однако он не подходит для выявления связанных с ними аномалий электропроводности. На всей территории структуры и за ее пределами распространена исключительно интенсивная аномалия, характеризующая зону активизации в целом, а не район рудогенеза. В ней кроме флюидизации проявляется, по-видимому, и графитизация части коры региона.

Из остальных регионов, где размещены золото-сульфидные месторождения, для изучения аномалий проводимости больше подходит Донбасс. Объекты низкого удельного сопротивления ( $\rho$ ) в этом случае могут быть связаны с собственно с рудными залежами (в основном –

киммерийского возраста) и с магмо-флюидными системами зон современной активизации. Последние почти не рудоносны, однако в ряде случаев не вызывает сомнений повторение ими киммерийских процессов с использованием тех же проницаемых разломных зон.



Киммерийское оруденение не образует крупных объектов, которые могут быть обнаружены с помощью реальной плотности сети региональных геоэлектрических исследований. Кроме того, значительная электропроводность среды с рудной вкрапленностью достигается только при больших концентрациях рудных минералов. Данные, приведенные на рис. 12, показывают, что перколяционное понижение  $\rho$  достигается на уровне их содержаний в породе около 30%.

Рис. 12. Зависимость  $\rho$  пород от концентрации рудных включений (С).

1 – экспериментальные данные, 2,3 – возможные результаты проведения осредняющей кривой (3 – с перколяционным изменением параметра).

Низкие удельные сопротивления могут достигаться за счет графитовой вкрапленности. Но она на Донбассе отсутствует (уголь только приближается к аномально низким  $\rho$  при антрацитовом уровне метаморфизма). Да и в других районах Украины графит не связан с рассматриваемым типом оруденения. Таким образом, проводящими объектами в коре и верхней мантии рудных полей остаются флюидные и магматические объекты (рис. 9). Судя по аномалиям теплового потока (рис. 6) при современной циркуляции глубинных флюидов используются те же проницаемые каналы, что и в киммерийское время. Впрочем, аномалии ТП, приуроченные к активизированным разломам, распространены гораздо шире (рис. 6 и 13), чем рудные скопления, представляющие практический интерес. При современной активизации образуется очень мало рудных. Возможно, процесс находится еще на дорудной стадии бассейна термальных вод.

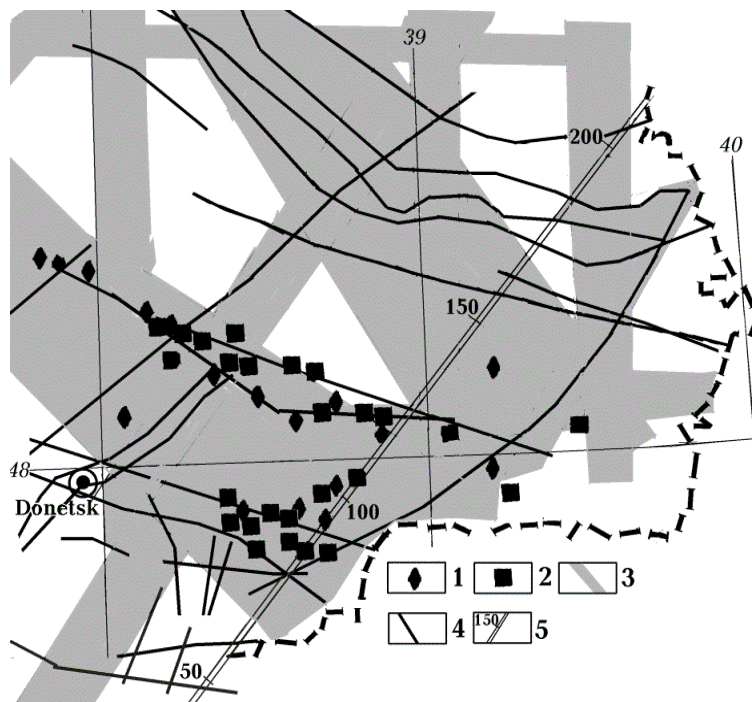


Рис. 13. Зоны киммерийской минерализации восточного Донбасса.

Месторождения и рудопроявления: 1 – ртути, 2 – полиметаллов, золота, сурьмы, молибдена (Шумлянский, 1983.), 3 – зоны разломов, активизированных в последние 3 млн л (Верховцев, 2006), 4 – киммерийские и более древние разломы (Карта..., 1988), 5 – профиль, вдоль которого построен геоэлектрический разрез (Гордиенко и др., 2016) – рис. 14.

Так что изучение проводящих объектов в тектоносфере Донбасса скорее имеет значение для понимания содержания

процесса современной активизации.

На рис. 14 представлена 2-D геоэлектрическая модель коры и верхних горизонтов мантии, построенная вдоль профиля, пересекающего Донбасс на его восточной окраине в пределах Украины (Гордиенко и др., 2015а).

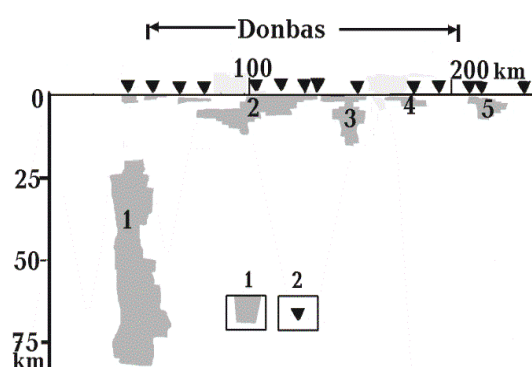


Рис. 14. Объекты повышенной электропроводности в коре и верхней мантии Донбасса вдоль поперечного профиля (рис. 13).

1 – проводники с величиной  $\rho < 20$  Ом·м, 2 – пункты магнитотеллурических зондирований.

Обнаруженная картина размещения проводников может быть истолкована как указание на разновозрастность отдельных проявлений активизации. Неглубокие проводящие зоны (2-5), примерно согласующиеся с разломами или расположенные недалеко от них, не

сопровождаются объектами в нижней части коры и верхних горизонтах мантии. Вероятно, температуры в нижних этажах процесса уже сравнительно низкие. Проводящая зона 1 возникла позже и перегрета (частично расплавлена, содержит флюиды) в нижнем этаже. Верхний этаж здесь только начинает формироваться.

Глубина подошвы малоглубинных проводников 2-5 составляет  $8 \pm 4$  км. Эта величина близка к прогнозной.

Таким образом, активизация и формирование гидротермальных месторождений сопровождается появлением аномалий электропроводности.

## ВЫВОДЫ

Проведенный анализ некоторых аспектов происхождения гидротермальных золото-сульфидных месторождений позволил показать соответствие этого процесса представлениям адвекционно-полиморфной гипотезы и отметить стороны явления, объяснение которых затруднительно вне этих представлений.

1. Приуроченность формирования месторождений к периодам постгеосинклинальной активизации, точнее – к периоду кристаллизации верхних частей связанных с ней малоглубинных интрузий.

2. Наличие мантийного этажа активного процесса.

3. Оценка энергии, расходуемой процессом, и ее происхождение.

4. Необходимость перколяционного роста проницаемости среды для формирования месторождений и причина такого роста.

5. Расчет тепловых моделей месторождений, результаты которого совпадают с экспериментальными данными.

Обоснованы возможности использования геотермических (палеогеотермических), гравиметрических и геоэлектрических данных в качестве поисковых критериев. Поиски золото-сульфидных месторождений следует продолжить, ведь уже разведанные запасы гарантируют рентабельную добычу на Украине более 10 т золота в год.



## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Предлагаемая вниманию читателей книга – результат длительных исследований автора, которого не могла удовлетворить господствующая в последние десятилетия в геологии концепция тектоники плит. Требованиям, которые логично предъявить к современной гипотезе тектогенеза (см. раздел 2) не соответствуют и другие ныне существующие точки зрения на причины тектогенеза и его эволюцию в истории Земли. Прежде всего, это касается источника энергии глубинных процессов. Автору представляется, что только с его введением и выполнением при построении схем глубинных процессов закона сохранения энергии появилась твердая основа общей теории развития Земли. Каждый получаемый с ее помощью результат допускает количественный контроль по многим параметрам. Сейчас такой контроль уже проведен по широкому спектру геологических явлений и физических полей. Вполне вероятно, что выполненная работа несовершенна, но автор уверен, что в ней сделаны первые шаги в нужном направлении.

**Выражение признательности:** Автор хотел бы выразить благодарность сотрудникам отдела тектоносферы Института геофизики Академии наук Украины Л. Гордиенко, И. Гордиенко, О. Завгородней, И. Логвинову и В.Тарасову.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. 2006. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы. *Петрология*. 3. с. 248-265.
- Авсюк Ю.Н. 2002. Предисловие. Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. Москва: ИФЗ РАН. с.3-4.
- Азаров Н. Я., Анциферов А. В., Голубев А. А. и др. 2009. Ресурсы угольных газов Украины и перспективы их добычи на современном этапе. *Наукові праці УкрНДМІ НАН України*, 5 (частина I), с.352-372.
- Азбель, И., Толстихин И., 1988. Ранняя эволюция Земли. Апатиты: Препринт, Кольский филиал АН СССР. 42с.
- Аки К. 1975. Механизм землетрясений. Верхняя мантия. Москва: Мир. с.199-213.
- Александров А.Л., Гордиенко В.В., Деревская Е.И. и др. 1996. Глубинное строение, эволюция флюидно-магматических систем и перспективы эндогенной золотоносности юго-восточной части Украинского Донбасса. Киев: ИФИ УНА. 74с.
- Александров Е.Б., Гинзбург В.Л. 1999. О лженауке и ее пропагандистах. *Вестник РАН*. т.69, 3. с.199-202.
- Алтухова З.А. 2012. Алмазы в автолитах и кимберлитовых брекчиях трубки Удачная. Тезисы Межд. науч. конф. Киев: УМО. С.5-8.
- Андреев С.И. 2004. Геолого-тектоническая карта мирового океана. 1 : 15 000 000. Москва: ИО РАН.
- Андрушенко Ю.А., Гордієнко Ю.А. 2009. Аналіз ефективності застосування критеріїв ідентифікації вибухів і землетрусів для локальних та регіональних подій в умовах платформної частини України. *Геофиз. журнал*. 3. с. 121-129.
- Анисимова И.В., Сальникова Е.Б., Козаков И.К. и др. 2012. Раннебайкальский возраст (U-Pb метод по цирконам) конгломератов холбонурского комплекса Сонгинского блока каледонид Центральной Азии. *Материалы конференции «Геохронометрические изотопные системы»*. Москва: ИГЕМ РАН. с.36-39.
- Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А., и др.. 1978. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. Москва: Наука. 130 с.
- Аносов Г.И., Красный М.Л., Косыгин Ю.В. и др. 1988. Строение центральной части Северо-Западной плиты Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГТ. 53с.
- Апродов В.А. 1982. Вулканы. Москва: Мысль. 348с.
- Аронский А.А., Беличенко П.В., Гинтов О.Б. и др. 1995. Кинематические параметры деформирования верхних горизонтов земной коры Украинских Карпат в миоцен-плейстоценовую эпоху (по тектонофизическим данным). *Геофиз. журнал*. 6. с.3-13.
- Артюшков Е.В. 2010. Континентальная кора на хребте Ломоносова, поднятии Менделеева и в котловине Макарова. Образование глубоководных впадин в неогене. *Геология и геофизика*. 11. с.1515-1530.
- Артюшков Е.В., Беэр М.А. 1987. О механизме образования нефтегазоносных бассейнов Западно-Сибирской плиты и Русской платформы. *Геология и геофизика*. 11. с.25-36.

Артюшков Е.В, Беэр М.А., Мернер Н.А.,1996. Потеря прочности литосферного слоя как причина образования складчатого сооружения Карпат. Докл. РАН. 346, 2. с.239-244.

Асеева Е.А. 1976. Микрофоссилии и водоросли из отложений верхнего докембрия Воыно-Подоллии. Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наук. думка. с.40-83.

Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины 1984. Ю.А. Арсирий, А.А. Билык, М.И. Бланк и др. Киев: Мингео УССР. 190с.

Атлас родовищ нафти і газу України. 1998. Т. I-VI. Під ред. М.М.Іванюти та ін. Львів.

Бабинец А. Е., Ветштейн В. Е. 1967. Результаты изучения содержания  $O^{18}$  в некоторых генетических разновидностях природных вод. Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. Киев: Наукова думка. с. 11-21.

Балабушевич Л.А. 1965. Припятский трог. Киев: Наукова думка. 172с.

Базылев Б.А. 2000. Развитие аваруитсодержащей минеральной ассоциации в перидотитах из зоны разлома  $15^{\circ}20'$  (Атлантический океан) как одно из проявлений океанического метаморфизма. Российский журнал наук о Земле. 2, 3.

Балакина Л.М., 2002. Субдукция и механизмы землетрясений. Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. Москва:ИФЗ РАН. с.120-141.

Балицкий В.С., Балицкая Л.В., Бубликова Т.М. и др. 2008.Образование нефти и других углеводородов при взаимодействии гидротермальных растворов с битуминозными и углистыми породами (по экспериментальным данным). Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. Москва: МГУ. с.124.

Белов С.В. 2003. Чистое топливо будущего – водород. Природно-ресурсные ведомости. 47. с.8.

Белоусов, В.В., 1972 Взаимоотношение между корой и верхней мантией Земли. Земная кора и верхняя мантия. Москва: Мир. с.610-629.

Белоусов В.В. 1975. Основы геотектоники. Москва: Недра. 262с.

Белоусов В.В. 1978.Эндогенные режимы материков. Москва: Недра. 232с.

Белоусов В.В. 1982. Переходные зоны между континентами и океанами. Москва: Недра. 152с.

Белоусов В.В. 1991. Тектоника плит и тектонические обобщения . Геотектоника. 2. с.3-12.

Беляева А. Н., Лисицын А. П., Троцюк В.Я. и др.. 1992. Влияние гидротермальных потоков на состав алканов и жирных кислот донных осадков бассейна Гуаймас, Известия РАН. Геологическая серия. 12, с.105-114,

Беляевский И.А. 1981.Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. Москва: Недра. 432с.

Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. и др. 1993. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского крыжа. Изв. РАН. Стратиграфия геологическая корреляция. Т.1. N1. с.35-40.

Блоковая тектоника кристаллического фундамента Днепровско-Донецкого авлакогена (в связи с нефтегазоносностью). 1991. Ред. И.И. Чебаненко, Н.М. Гавриленко, В.П. Ключко. Киев: Наукова думка. 155с.

Блюман Б.А. 2008. Выветривание базальтов и несогласия в коре океанов: возможные геодинамические следствия . Региональная геология и металлогения. 35. с. 72-86.

- Боборыкин А.М., Гарецкий Р.Г., Емельянов А.П. 1993. Сейсмологические исследования в Белоруссии в 1984-1988 гг. Сейсмологические и геотермические исследования на западе СССР. Минск: Наука и техника. с.6-22.
- Бобров, А.В. 2009а. Минеральные равновесия алмазообразующих карбонатно-силикатных систем. Автореф. док. дис..Москва: МГУ. 44с.
- Бобров А.В. 2009б. Включения в алмазе и алмазоносные породы. Материалы ISES-2009. Москва: МГУ. с.1-22.
- Богданов Ю. А., Гурвич Е.Г., Леин А.Ю. и др. 2000. Гидротермальные рудопроявления полей Логачева и Рэйнбоу (Срединно-Атлантический хребет) - новый тип гидротермальных отложений океанских рифтов. Российский журнал наук о Земле. 2, 4.
- Богданов А., Хаин В. 1968. Вместо послесловия. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных. Москва: Мир. с.207-241.
- Боев Н.И., Гордиенко В.В., Кутас Р.И. 1977. Об аномалиях теплового потока на месторождениях сульфидов. Геофиз. сборник. вып.79. с.73-77.
- Болдырев С.А. 1986. Гетерогенность мантии активных окраин океанов. Строение и динамика переходных зон от континентов к океанам. Москва: Наука. с. 43-50.
- Бондаренко Г.Е., Диденко А.Н. 1997. Новые геологические и палеомагнитные данные о юрско-меловой истории Омолонского массива. Геотектоника. 2. с.14-27.
- Борисов М.В. 2000. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. Москва: Научный мир. 360с.
- Борисов М.В., Шваров Ю.В. 2010. Влияние околожильных пород на эффективность гидротермального рудообразования. Геохимия. 9. с.996-1001.
- Борисенко А.С., Боровиков А.А., Житова Л.М. и др. 2006. Состав магматогенных флюидов, факторы их геохимической специализации и металлоносности. Геология и геофизика. 12. са. 1308-1325.
- Борукаев Ч.Б. 1998. Некоторые принципиальные вопросы террейнового анализа (террейнология или террейномания?). Геология и геофизика. 10. с.1329-1334.
- Булин Н.К., Щеглов А.Д., Егоркин А.В. 1999. Новые сейсмические метки литосферы районов размещения крупных углеводородных скоплений. Докл. РАН. т.364, 6. с.792-795.
- Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. и др. 1987. Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наук. думка. 184с.
- Буслов М.М., Добрецов Н.Л., Вовна Г.М. и др.. 2015. Структурное положение, состав и геодинамическая природа алмазоносных метаморфических пород Кокчетавской субдукционно-колизонной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса. Геология и геофизика. 1-2. с. 89-109.
- Бутвина, В.Г., 2006. Экспериментальные исследования фазовых равновесий и алмазообразования в эклогит-карбонат-сульфидных системах. Дис. кан. геол.-мин. наук. Москва: МГУ. 144с.
- Бутурлинов Н.В. 1979. Магматизм грабенообразных прогибов юга Восточно-Европейской платформы в фанерозое. Автор. дис. д-ра геол.-мин. наук. Киев: ИГН. 46 с.
- Бычинский В.А., Исаев В.П., Тупицын А.А. 2004. Физико-химическое моделирование в нефтегазовой геохимии. Учебное пособие. Часть 2. Модели гетерогенных систем. Иркутск: ИГУ. 159с.
- Бэкон Ф. 1978. Сочинения. Т.2. Новый органон. Москва: Мысль. 214с.

- Валеев Р.Н., Клубов В.А., Островский М.И. 1966. Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы. Сов. геология. 4. с.58-67.
- Валяев Б.М., Дрёмин И.С. 2014. Природа процессов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции: углеводородные флюиды и первичный гелий. Нефтегазовый журнал. т.10.
- Варенцов И.М., Голубев И.М., Гордиенко В.В. и др. 1996. Изучение глубинной геоэлектрической структуры вдоль профиля Линкольн (ЭМСЛАБ эксперимент). Физ. Земли. 4. с. 124-144.
- Васильев Б.И. 1989. Вопросы строения и развития ложа Тихого океана. Тихоокеанская геология. 4. с. 3-10.
- Вегенер А. 1984. Происхождение континентов и океанов. Ленинград: Наука. 285 с.
- Венинг-Мейнес Ф. 1940. Гравиметрические наблюдения на море. Теория и практика. - Москва: Госгеолтопиздат. 211с.
- Веретенников Н.В., Корзун В.П., Лапцевич А.Г. 2001. Петрология трубок взрыва Жлобинского поля (Беларусь). Литасфера. 1. с. 46-55.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е. 2006. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа. Геология и геофизика. т.47, 1. с.35-52.
- Верховцев В., 2006. Новітні вертикальні рухи земної кори території України, їх взаємовідношення з лінійними та кільцевими структурами. Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання. Киев: КГУ. с.129-137.
- Верхуген Дж. 1962. Метаморфические реакции и метаморфические фации. Москва: ИЛ., 414 с.
- Веселов О.В., Гордиенко В.В., Куделькин В.В. 2006. Термодинамические условия формирования газогидратов в Охотском море. Геология и полезные ископаемые мирового океана. 3. с.62-68.
- Винник Л.П., Николаев А.В., 1970. Скоростной разрез нижней мантии по прямым измерениям  $dt/d\Delta$  Физ. Земли. 11. с.24-40.
- Витовтова В.М., Шмонов В.М. 1982. Проницаемость горных пород при давлениях до 2000 кг/см<sup>2</sup> и температурах до 600<sup>0</sup>С. Докл. АН СССР. т.266, 5. с.1244-1248.
- Витязев А.В., 1973. О энергии гравитационной дифференциации Земли. Физ. Земли. 10. с. 86-88.
- Войтов Г.І. 1974. До оцінки інтенсивності газового обміну на шитах (на прикладі Українського щита). Геологический журнал. 2. С.68-82.
- Волкова М.М. Сульфидная сера вмещающих пород и Pb-Zn рудообразование (термодинамическое моделирование). Материалы с сайта "Всё о Геологии" <http://geo.web.ru/>. - С.23-26.
- Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. 1977. Ред. Н.П. Семененко. Киев: Наукова думка. 156с.
- Гавриш В.К. 1987. Глубинное строение и эволюция Днепровско-Донецкого палеорифта. Геотектоника. 2. с.119-128.
- Галимов Э.М. 1973. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. Москва: Недра. 384с.

- Гаранин В.К., Бовкун А.В., Гаранин К.В. 2009. Микрористаллические оксиды из кимберлитов России. Москва: ГЕОС. 498с.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Данкевич В.И. 2005. Оценка перспектив алмазоносности территории Беларуси по данным глубинной геофизики. Літасфера. 2. с.102-114.
- Гаррелс Ф., МкКензи Ф. 1974. Эволюция осадочных пород. Москва: Мир. 280с.
- Гейко Ю.В., Гурский Д.С., Лыков Л.И. и др.. 2006. Перспективы коренной алмазоносности Украины. Киев-Львов: Центр Европы. 223с.
- Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. 1997. Т. IV. Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Ред. К.Ф. Сергеев. Южно-Сахалинск: ИМГГ ДВО РАН. 178с.
- Геологическое строение и происхождение Тихого океана 2005. Ред. Б.И. Васильев. – Владивосток: Дальнаука. 167с.
- Геологія і корисні копалини України: 1:5 000 000 Атлас. 2001. Київ: Буква. 168 с. .
- Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие. 1989а. Ред. В.К. Гавриш. - К.: Наукова думка. — 206с.
- Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Нефтегазоносность. 1989б. Ред. Г.Н. Доленко. Киев: Наукова думка. 204с.
- Геология континентальных окраин. Т.1,2,3. 1978, 1978,1979. Ред. К. Берк и Ч. Дрейк. Москва: Мир. 356с,372с,402с.
- Геотектоника Вольно-Подоллии. 1990. Ред. И.И. Чебаненко. Киев: Наукова думка. 244с.
- Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена. 1996. Ред. Б.С. Вольвовский, В.И. Старостенко. Киев: Наук. думка. 216с.
- Геофизические поля северо-западной части Тихого океана. 1982. Ред. М.Л. Красный. Владивосток: ДВО АН СССР. 130с.
- Геохимия архея. 1987. Ред. А. Кренер, Г. Хенсон, А. Гудвин. Москва: Мир. 318р.
- Геохимия гидротермальных рудных месторождений. т. I. 1970. Ред. Г. Барнс. Москва: Мир. 544с.
- Геохимия гидротермальных рудных месторождений. т. II. 1982. Ред. Г. Барнс. Москва: Мир. 623с.
- Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. 1980. Ред. Соболев В.С. Москва: Наука. 332с.
- Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий. 1998. Ред. В.В. Белявский, С.Н. Кулик. Киев: Знание. 265с.
- Геря Т.В. 1999. Р-Т тренды и модель формирования гранулитовых комплексов докембрия. Дис. док.геол.-мин.наук. Москва: МГУ. 282с.
- Гзовский М.В. 1975. Основы тектонофизики. Москва: Наука. 536с.
- Гинсарь В.Н. 1987. Геологоструктурные закономерности вариаций сейсмического и теплового поля в Атлантическом океане. Автореф. канд. физ.-мат. наук. Киев: ИГ АН УССР. 22с.
- Глевасская А.М. 1983. Магнитные минералы и магнетизм вулканитов. Киев: Наук. думка. 208с.

- Глико А.О., Соболев С.В 1986. Фазовые превращения вещества и вертикальные движения при конвективном утонении континентальной литосферы. Докл. АН СССР. т. 289. 2. с. 318-322.
- Глубинное сейсмическое зондирование. Данные по Тихому океану. 1987. Материалы мирового центра данных. В. Москва: Геоф. комитет СССР. 104с.
- Глушко В.В., 1994. Западные и Восточные Карпаты. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и альпийские складчатые пояса. Киев: Наукова думка. с.24-94.
- Говоров Г.И. 2002. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока.. Владивосток: Дальнаука. 203с.
- Говоров И.Н., Голубева Е.Д., Пушин И.К. и др.. 1996. Петрологические провинции Тихого океана. Москва: Наука. 439 с.
- Гогель Ж., 1969. Основы тектоники. Москва: Мир. 424с.
- Голицын Г.С. Почему природные катастрофы редки . Экология и жизнь. – 2010. – 6. – С. 72-77.
- Голубева Э.Д. 2009. Эволюция магматизма Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 132с.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко, В.В., 2006. Глубинные процессы и геофизическая модель мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива. Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2. с.107-121.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В., Попруженко С.В. и др. 2007. Глубинная модель верхней мантии Камчатки . Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле. 1, вып. 9. с. 78-92.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко, В.В., Гордиенко Л.Я. 2009. О природе среднеглубинной сейсмичности в переходных зонах Тихоокеанского типа. Геология и минеральные ресурсы мирового океана. 1. с. 38-45.
- Гонтовая Л.И., Левина В.И., Санина И.А. и др., 2003. Скоростные неоднородности литосферы под Камчаткой. Вулканология и сейсмология. 4. с. 56-64.
- Гонтовая Л.И., Низкоус И.В. 2005. Сейсмическая неоднородность литосферы в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петр-Камч.: Материалы вулканологической конференции. с. 175-183.
- Гоньшакова В.И., Ружицкий В.О. 1973. Особенности протекания щелочно-ультраосновного-щелочно-базальтоидного магматизма в структурах Русской платформы. Сов. геология. 2. с.71-79.
- Гордиенко В.В. 1975. Тепловые аномалии геосинклиналей. Киев: Наукова думка. 142с.
- Гордиенко В.В., 1992. Тектоносфера океанских котловин. Геоф. журнал. 6. с.3-11.
- Гордиенко В.В. 1993. Тектоносфера Прибалтики . Геофиз. журнал. 5. с.16-24.
- Гордиенко В.В. 1998. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. Киев: ИГФ НАНУ. 85с.
- Гордиенко В.В. 1999. Плотностные модели тектоносферы территории Украины Киев: Интеллект. 101с.
- Гордиенко В.В. 2000. Физические свойства пород глубоких впадин . Геофиз. журнал. 2. с.19-26.
- Гордиенко В.В. 2001а. Природа коровых и мантийных проводников. Геофиз. журнал. 1. с.29-39.

- Гордиенко В.В. 2001б. Адвекционно-полиморфный процесс в тектоносфере переходной зоны тихоокеанского типа. Геофиз. журнал . 6. с.21-39.
- Гордиенко В.В. 2007. Адвекционно-полиморфная гипотеза процессов в тектоносфере. Киев: Корвін прес. 172с.
- Гордиенко, В.В., 2009а. О глубинных процессах в тектоносфере Балтийского щита в раннем докембрии. Геофиз. журнал.. 2009а. 3. с.3-17.
- Гордиенко, В.В., 2009б. О докембрийских глубинных процессах в тектоносфере континентов. Геофиз. журнал. 5. С. 85-102.
- Гордиенко, В.В., 2010. О природе аномалий скорости продольных сейсмических волн в верхней мантии. Геофиз. журнал. 3. С.43-63.
- Гордиенко В.В. 2012. Процессы в тектоносфере Земли (Адвекционно-полиморфная гипотеза). Saarbrücken: LAP. 256с.
- Гордиенко, В.В. 2014а. Энергия глубинных процессов на континентах и океанах. Геология и полезные ископаемые мирового океана. 4, с.48-72.
- Гордиенко В.В., 2014б. О РТ-условиях магматических очагов в мантии Земли. Геофиз. журнал. 6. с.28-57.
- Гордиенко В.В. 2014в. Глубинные процессы и сейсмичность. Геофиз. журнал. 1. с.19-42.
- Гордиенко В.В. 2014г. Аномалии скорости продольных сейсмических волн в верхних горизонтах мантии нефтегазоносных районов. Глубинная нефть. 1. с.28-45.
- Гордиенко В.В. 2017. О вязкости вещества тектоносферы континентов и океанов Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 1. с.45-57.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В. 2008а. О природе глубокой сейсмичности в переходных зонах от континентов к океанам . Геология и полезные ископаемые мирового океана. 3. с.56-64.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В. 2008б. О природе мелкофокусной сейсмичности в переходных зонах колумбийского типа . Геология и полезные ископаемые мирового океана. 4. с. 83-82.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. 2002а. Тепловое поле территории Украины. К.: Знание. 170с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др.. 2005. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін прес. 210с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др.. 2006. Днепроовско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін прес. 142с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др., 2008. Современная активизация, физические поля и нефтегазоносности. Тепловое поле Земли и методы его изучения. Москва: РГГУ. с.64-70.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др.. 2011. Украинские Карпаты (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос. 128с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. 2012. Вольно-Подольская плита [геофизика, глубинные процессы]. Киев: Наук. думка. 193с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. 2015. Донбасс [геофизика, глубинные процессы]. Киев: Логос. 123с.



- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В.. 2016. Тепловое поле и геотермальные ресурсы Украины. Saarbruken: LAP. 108с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Усенко О.В. 2007. Тепловое поле Центральной и Восточной Европы. Структура и динамика литосферы Восточной Европы. т.2. Москва: ГЕОС. с. 624-658.
- Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я., 2012а. Сейсмические данные о глобальной астеносфере. Докл. НАНУ. 5. с.105-110.
- Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. 2012б. О скорости распространения продольных сейсмических волн в подкоровой мантии Карпатского региона. Докл. НАНУ. 3. с. 104-109.
- Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. 2013а. РТ-условия в мантийных магматическ очагах под Тихим океаном . Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2, с. 47-63.
- Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. 2013б. РТ-условия в мантийных магматическ очагах под Атлантическим океаном . Геология и полезные ископаемые мирового океана. 4, с. 63 - 78.
- Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я., 2014. Скоростная модель верхней мантии под нефтегазоносными регионами окраин Тихого океана. Материалы 3-х Кудрявцевских чтений. Москва: ЦГЭ.
- Гордиенко В.В., Гордиенко Л. Я., 2015. Скоростная модель верхней мантии под островными дугами и береговыми хребтами Тихого океана. Геология и полезные ископаемые мирового океана. 3, с. 69-81.
- Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. 2016. Скоростные разрезы верхней мантии океанических котловин и глубоководных желобов. Докл. НАНУ. 4 . с.62-68.
- Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Якоби Н.М. 1982. Тепловой поток континентов. Киев: Наукова думка. 184с.
- Гордиенко, В.В., Зуннунов Ф.Х., Таль-Вирский Б.Б. и др. 1990. Тектоносфера Средней Азии и Южного Казахстана. Киев: Наук. думка. 232с.
- Гордиенко В.В., Логвинов И. М., 2011б. О глобальной астеносфере. Физика Земли. 2. с. 35-42.
- Гордиенко В.В., Тарасов В.Н. 2001. Современная активизация и изотопия гелия территории Украины. Киев: Знання. 102с.
- Гордиенко В.В., Усенко О.В. 2003. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. Киев: Знання. 147с.
- Гордин В.М., Михайлов В.О., Требина Е.С. 1987. Магнитное поле и магнитоактивный слой Южно-Атлантического хребта . Сравнительная тектоника континентов и океанов. Москва: МГК. с.430-451.
- Гордин В.М. 2002. Об интерпретации аномалий магнитного поля океанов по Вайну-Мэттьюзу. Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. Москва: ИФЗ РАН. с.27-29.
- Говоров Г.И. 2002. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока.. Владивоток: Дальнаука. 203с.
- Горячев А.Е., 1966. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. Москва: Наука. 235с..
- "ГРАНИТ" Геотраверс. 2002. Ред. С.Н. Кашубин. Екатеринбург: Минресурс России. 312с.
- Гутерман В.Г., 1987. Механизмы тектогенеза. Киев: Наук. думка. 172с.

- Гутерман В.Г., 1989. О роли гравитационной тектоники в создании складчатой структуры Карпат и Днепровско-Донецкой впадины. Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Киев: Наукова думка. с.89-97.
- Гутенберг Б., 1963. Физика земных недр. Москва: ИЛ. 263с.
- Гущенко И.И. 1979. Извержения вулканов мира (каталог). Москва: Наука. 475 с.
- Джеффрис Г. 1960. Земля, её происхождение, история и строение. Москва: ИЛ. 484с.
- Дмитриев Л. В., Базылев Б. А., Борисов М. В. и др. 2000. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти. Российский журнал наук о Земле. 1, 6.
- Дмитриев Е.А., Лутков В.С. 1983. О составе верхней мантии Памира и Тянь-Шаня . Докл. АН СССР. 272, 2. с.437-442.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Рейснер М.Г. и др. 1990. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах . Магматизм и тектоника океана (проект «Литос»). Москва: Наука. с. 43-107.
- Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е., Сорохтин О.Г, и др. 2002. Серпентиниты океанической коры - источник образования углеводородов. Геология нефти и газа. 3. с. 37-41.
- Дмитриевский А.Н., Каракин А. В., Баланюк И. Е. и др. 1997. Гидротермальный механизм образования углеводородов в срединно-океанических хребтах. Геология нефти и газа. 8. с.4-16.
- Добрецов, Н.Л., 1980. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука. 199с.
- Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. 1982. Ред. К.О. Кратц, А.К. Запольнов. Ленинград: Наука. 232с.
- .Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена 1968. Ред. К.Ранкама. Москва: Мир. 384с.
- Докембрий континентов. Австралия, Африка. 1976. Ч.Б. Борукаев, Ю.З. Елизарьев, В.Е. Забродин, Б.М. Чиков. Новосибирск: Наука. 224с
- Докембрий континентов. Северная и Южная Америка 1976. А.К. Башарин, Н.А. Берзин, Б.Д. Дворкина, В.Н. Мошкин, В.И. Шульдинер. Новосибирск: Наука. 240с.
- Докембрий континентов. Древние платформы Евразии. 1977. Ред. К.В. Боголепов, О.А. Вотах. Новосибирск: Недра. 312с.
- Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат. 2005. Ред. В.І. Старостенко. Киев: Наукова думка. 256с.
- Доусон, Д., Джеймс, Д., Пэслик, К., и др. 1997. Ультраосновной калиевый магматизм и континентальное рифтообразование на севере центральной Танзании: связь с повышенным тепловым потоком. Геология и геофизика. 1. с.67-77.
- Дядькин Ю.Д. 1985. Основы геотермальной технологии. Ленинград: ЛГИ. 176с.
- Дядькин Ю.Д., Богуславский Э.И., Вайнблат А.Б. и др. 1991. Геотермальные ресурсы СССР . Геотермические модели геологических структур. С. Петерб.: ВСЕГЕИ. с.168-176.
- Емельянова Т.А., Кулинич Р.Г., Съедин В.Т. и др. 2002. Геологическое строение дна Охотского моря (новые данные). Докл. Междун. симпозиума. т. 1. Южно-Сахалинск: ИМГГ. с.85-87.

- Ермаков, В.А., Ермаков А.В. 2006. Геолого-петрологические модели извержения 1975-1976 гг. на Толбачикском долу (Ключевская группа вулканов). Геофизические исследования. вып. 5. С.55-113.
- Жао Д., Пираино Ф., Лиу Л. 2010. Структура и динамика мантии под восточной Россией и прилегающими регионами. Геология и геофизика. 9. с.1188-1203.
- Жимулев Ф.И. 2007. Тектоника и ранне-ордовикская геодинамическая эволюция Кокчетавского УР-УНР метаморофического пояса. Дис. канд. наук. Новосибирск: ИГиМ СО РАН. 180 с.
- Забарный Г.Н., Шурчков А.В., Задорожная А.А. 1997. Ресурсы и тепловой потенциал перспективных для промышленного освоения месторождений термальных вод Закарпатской области.ю Киев: ИТТ НАНУ. 150с.
- Заварицкий А.Н. 1961. Изверженные горные породы. Москва: Изд-во АН СССР. 480с.
- Завойський В.М. 1999. Магнітна анізотропія порід і використання її для розв'язку структурних задач. Автореф. дис. док. фіз.-мат. наук. 34с.
- Зацеха Б.В. 1989. Кристаллогенезис и типоморфные особенности минералов ртутного и флюоритового оруденений Украины. Киев: Наук. думка. 192с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. 1987. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое. Геотектоника. 3. с.16-27.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. 1990. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. Москва: Недра. 334 с.
- Иванов А.В. 2010. Глубинная геодинамика: границы процесса по геохимическим и петрологическим данным. Геодинамика и тектонофизика. 1. с. 87-102.
- Иванова А.В., 1991. Использование витринитовой термометрии в геологии нефти и газа. Сов. геология. 3. с.11-15.
- Изостазия и гравитационное поле Северной Атлантики. 1987. Ред. С.С. Красовский. Москва: Наука. 156с.
- Икорский С.И. 1977. О закономерностях распределения и времени накопления углеводородных газов в породах Хибинского щелочного массива. Геохимия. 11. с.1625-1634.
- Илюхин С.Р., Кара В.И., Лебедев В.А. и др., 1984. Тектонические деформации на юге Бенгальского конуса выноса. Докл. АН СССР. 1. с. 171-174.
- Исследование литосферы и астеносферы на длинных профилях ГСЗ. 1980. Москва: Наука. 250с.
- Истомин А.Н., Евдошук Н.И. 2002. Геодинамические условия формирования Днепровско-Донецкой впадины. Геофиз. журнал. 6. с.143-155.
- История средних веков. 1981. Хрестоматия. Часть II. Москва: Просвещение. 287с.
- Кадик А.А. 1999. Влияние окислительно-восстановительного состояния планетарного вещества на формирование углеродо-насыщенных флюидов в верхней мантии Земли. Вестник ОГГГН РАН. 4(10). с.65-85.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Портнягин А.Л. 1990. Магмообразование при восходящем движении мантийного вещества: температурный режим и состав расплавов, образующихся при адиабатической декомпрессии ультрабазитов мантии. Геохимия. 9. с.1263-1276.
- Калашник А.А. 2010. Минералогический потенциал широтных разломных зон Украинского щита. Минеральные ресурсы Украины. 2. с.24-35.

- Калинин В.А., Томашевская И.С., Морозов В.Н. 1988. Возможная роль полиморфных переходов как инициатора землетрясений . Современное состояние сейсмологических исследований в Европе. Москва: Наука. с.247-251.
- Каменский Ф.В. 1983. Механизм образования кимберлитовой магмы по данным распределения микроэлементов в кимберлитах и ультраосновных включениях. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука. с.62-68.
- Каменский И.Л., Лобков В.А., Прасолов Э.М. и др. 1976. Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, Ar, C). Геохимия. 5. с.682-695.
- Каминский Ф.В. 1984. Алмазность некимберлитовых изверженных пород. - М.: Недра. 173с.
- Каржавин В.К. 2010. Алмазообразование в карбонат-щелочных породах. Физико-химические и петрологические исследования в науках о Земле. Москва: МГУ. с.165-169.
- Каримова А. А. 2009. Содержание воды в номинально безводных минералах ксенолитов пород верхней мантии из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия). Тезисы ISES-2009. Новосибирск: НГУ.
- Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н. и др. 1998. Римейк термодинамической модели системы С-Н Э.Б. Чекалюка. Докл. РАН. т.358, 2. с.85-97.
- Карта разрывных нарушений и основных зон линейментов юго-запада СССР. 1988. Ред. Н.А. Крылов. Москва: Мингео СССР.
- Квасница В.М. 2016. Про ендемічність зелених мікроалмазів Побужжя- Придністров'я. Докл. НАНУ. 1. с.57-62.
- Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис, А.В. и др. 2006. Оценка средних содержаний H<sub>2</sub>O, Cl, F, S в деплетированной мантии на основе составов расплавленных включений и закалочных стекол срединно-океанических хребтов. Геохимия. 3. с.243-266.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатилов В.А. 2010. Новейший вулканизм и его связь с процессами литосферного взаимодействия и глубинной геодинамики. Геология и геофизика. 9. с.1204-1221.
- Когарко Л.Н., Асавин А.М. 2007. Региональные особенности щелочных первичных магм Атлантического океана . Геохимия. 9. с. 915-932
- Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С. 2001. Включения ультрамафитов в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя "коро-мантийной смеси" в островодужных системах. Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. - П.-Камчатский: ДВО РАН. с.123 - 152
- Комаров А.Н., Житков А.С. 1973. Уран в ксенолитах ультраосновного состава из базальтов. Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 10. С.79-85.
- Короновский, В.Н., 1984. Краткий курс региональной геологии СССР. Москва: МГУ. 1984. 334с.
- Корзун В.П., Махнач А.С. 1977. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Минск: Наука и техника. 164 с.
- Королюк В.Н., Лепегин Г.Г., Корсаков А.В. 2004. Оценка термической истории метаморфических пород по обменно-диффузионной зональности в минералах. Геология и геофизика. 4. с.501-512.
- Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Бортников Н.С. и др.. 2008. U-Pb возраст и изотопный состав Hf цирконов из интрузивных пород осевой зоны Срединно-Атлантического хребта –

исследования методом LA-ICP-MS. Тезисы семинара "Геохимия щелочных пород" школы "Щелочной магматизм Земли". Москва: ГЕОХИ РАН.

Красный М.Л., Неверов Ю.П., Корнев О.С. и др. 1981. О вещественном составе пород краевого океанического вала Хоккайдо. Южно-Сахалинск: ИМГГ. 21с.

Краюшкин В.А. 2000. Улики глубинной небиогенной природы нефти. Геол. журнал. 3. – С.23-28.

Краюшкин В.А. 2007. Древнейшие геоблоки Мирового взморья – щиты: их рельеф, молодой тектоно-магматизм, современная сейсмичность и нефтегазоносность. Геология и полезные ископаемые мирового океана. 3. с.15-50.

Краюшкин В.А. 2008. Небиогенная нефтегазоносность современных центров спрединга дна Мирового океана. Геология и полезные ископаемые мирового океана. 3. с.19-39.

Криворожская сверхглубокая скважина СГ-8. 2011. Ред. Е.М. Шеремет. Донецк: Ноулидж, 555 с.

Кривцов А.И., Макеева И.Т. 1981. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. Москва: ВИНТИ. 132 с.

Крылов С.В., Дучков А.Д. 1996. Глубинное деформационно-прочностное районирование земной коры. Геология и геофизика. 9. с.56-65.

Кузнецов В.В. 1990. Физика Земли и Солнечной системы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 216с.

Кузнецов В.В. 1998. Модель дрейфа виртуальных геомагнитных полюсов в момент инверсии. Геофизические методы изучения земной коры. Новосибирск: СО РАН. с.84-91.

Кузьмин В.И., Болохонцева С.В., Ожогина Е.Г. и др.. 1999. Минералогические методы поисков и оценки месторождений рудных полезных ископаемых. Москва: ВИМС. 195 с.

Кузьмин В.А. 2009. Перспективы коренной алмазности нижнего Приангарья. – Красноярск. 102с.

Кунин Н.Я. 1989. Строение литосферы континентов и океанов. Москва: Недра. 288с.

Курило М.В. 1980. Условия формирования полиметаллической минерализации Нагольного кража в Донбассе. Автореф. канд. геол.-мин. наук. Киев: КГУ. 25с.

Кусков О.Л. 1987. Топология фазовых диаграмм минеральных систем и глубокофокусные землетрясения. Геохимия. 8. с.1093-1107.

Куснир Н.И., Стомба С.Н., Стифенсон Р.А. 1997. Особенности формирования северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины по данным прямого и обратного двухмерного моделирования. Геофиз. журнал. 1. с.14-21.

Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Груба В.И. 1975. Минералогия Донецкого бассейна. Киев: Наук.думка. Ч. 2. 502с.

Лалин А.Б., Толстов А.В. 2007. Алмазносные магматические формации различных геолого-тектонических обстановок. Сайт «Все о геологии» <http://geo.web.ru/>. с. 143-146.

Ларин А.М., 2012. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: геологическое положение, возраст, источники. Автореф. док. дис. Москва: ГИН РАН. 42с.

Ларин В.Н., Ларин Н.В. 2008. Водородная дегазация на Русской платформе. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. Москва: ГЕОС. с.267-269.

Леонов Ю.Г. 1976. Тектоническая природа девонского орогенеза. Москва: Недра. 193с.

Летников Ф.А. 2006. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза. Геология и геофизика. т. 47. 12. с. 1296-1307.

Литвин Ю.А., Бутвина В.Г. 2004. Алмазообразующие среды в системе эклогит-карбонатит-сульфид-углерод по данным экспериментов при 6.0-8.5 ГПа. Петрология. 12, 4. с. 426-438.

Логвинов И.М., Гордиенко В.В. 2011. Электропроводность консолидированной коры и графитизация. Физика Земли. 2. с.43-52.

Ломакин И.Э. 2013. Рельеф подводных гор и поднятий и тектоника дна Атлантического и Индийского океанов. – Автореф. ... док.геол.наук. Киен: ИГН НАНУ. 39с.

Ломтев В.Л., Патрикеев В.Л., Демченко Г.С. 1997. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана. Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. т. IV, Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГГ ДВО РАН. с.21-41.

Ломтев В.Л. 2008. Новые данные по тектонике и магматизму СЗ Пацифики. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 4. с.93-105.

Лопатников С.Л. 1999. Основные уравнения теории квазидвумерной конвекции в тонких проницаемых пластах. Физика Земли. 1. с.52-62.

Лукин А.Е. 1997. Литолого-динамические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах. Киев: Наукова думка. 224 с.

Лукин А.Е. 2004. Глубинная гидрогеологическая инверсия как глобальное синенергетическое явление: теоретические и прикладные аспекты. Статья 1. Феноменология и природа глубинной гидрогеологической инверсии. Геол. журнал. 4. с.53-70.

Лукин А.Е. 2009. Самородные металлические микро- и нановключения в формациях нефтегазоносных бассейнов - трассеры суперглубинных флюидов. Геофиз. журнал. 31,2. с.61-92.

Лукин А.Е. 2011. Природа сланцевого газа в контексте проблем нефтегазовой литологии. Геология и минеральные ресурсы мирового океана. 3. с. 70-85.

Лукин, А.Е., Луговская, И.П., Загнитко В.Н., 1988. Природа палеогеотермических критериев нефтегазоносности. Известия АН СССР. сер. геологическая. 8. с.113-125.

Лукин А.Е., Пиковский Ю.И 2004. О роли глубинных и сверхглубинных флюидов в нефтегазообразовании. Геол. журнал. 2. с.21-33.

Лут Р.Т., Мищенко А.В. 2001. Возобновляемые источники энергии в Украине - ресурсы и характеристики. Возобновляемая энергия. 3. с.5-8.

Любимова Е.А., 1968. Термика Земли и Луны. Москва: Наука. 280с.

Ляшкевич З.М., Марушкин А.И. 1982. Вулканические формации Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Раукова думка. 180с.

Магматические горные породы. 1987. т.4. Кислые и средние горные породы. Ред. В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко. Москва: Наука. 375с.

Макаренко Г.Ф. 1997. Периодичность базальтов, биокризисы, структурная симметрия Земли. Москва: Геоинформмарк. 98с.

Манаков А.В. 2001. Вещественные модели верхней мантии Якутской кимберлитовой провинции. Вест. Воронеж. Университета. Геология. 11. с.46-54.

Маракушев А.А., Бобров А.В. 2005. Проблема первичных магм и глубин происхождения алмазоносного магматизма. Докл. РАН. Науки о Земле. т. 403. 6. с. 901-904.

- Мараханов В.И., Потапьев С.В. 1981. Структурное районирование Камчатской тектонической области. Москва: Наука. 88с.
- Марченко А.Г., Братчук О.М. 2008. Этапы рудоутворення, мінеральні асоціації та парагенезиси Клинівської рудної зони. Збірник наукових праць УДГРІ. 1. с.83-92.
- Мейергофф А., Мейергофф Г. 1974. Новая глобальная тектоника — основные противоречия. Новая глобальная тектоника. Москва: Мир. с. 377–445.
- Менакер Г. 2011. Теоретические модели в геохимии и генезис руд. Чикаго: Лулу пресс. 271 с.
- Милановский Е.Е., 1983. Рифтогенез в истории Земли. Москва: Недра. 280с.
- Милановский Е.Е. 2000. Альфред Вегенер. Москва: Наука. 239с.
- Мороз Ю.Ф., 1991. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. Москва: Наука. 182с.
- Мороз Ю.Ф. 2009. Глубинная электропроводность вулканических зон Камчатки. Электромагнитные исследования Земли. Москва: ИФЗ РАН. 2009. С.157.
- Мурич А.Т., Резников А.Л., Абражевич Е.В. и др.. 1975. Результаты глубокого бурения в центральной части Донбасса. Советская геология. 8. С.125-131.
- Набоко С.И. 1967. Советская вулканология. Вопросы географии Камчатки. вып. 5. с.12-17.
- Надежка Л.И., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. и др. 2008. Некоторые глубинные неоднородности литосферы и современная сейсмичность Воронежского кристаллического массива. Материалы XIV конференции «Связь поверхностных структур коры с глубинными». Апатиты: КФ РАН. с. 70-73.
- Назарова З.А., Дроздина С.Я., Сениуков С.Л. и др. 2010. Определение эпицентров землетрясений в Камчатском регионе. Проблемы комплексного геофизического мониторинга российского Жального Востока. Петропавловск-Камчатский: ДВО РАН. с.363-366.
- Наумов Г.Б., Беркелиев Т.К., Миронова О.Ф., 2011. Формирование гидротермальных рудообразующих растворов в океанах и на континентах. Геология и минеральные ресурсы мирового океана. 3. с. 28-44.
- Національний атлас України. 2007. Київ: Картографія. 440с.
- Національна геологічна служба України. 1999. Довідник. Київ: Геоінформ. 87с.
- Нестеров А.Н., Григорьева О.А. 1987. Эффекты азимутальных аномалий поверхностных волн Лява в Карпато-Балканском регионе. Физика Земли. 6. с.57-65.
- Нечаев С.В., Наумов Г.Б. 1998. Региональная зональность оруденения Украинского щита: современный план и палеотектонические реконструкции. Геология рудных месторождений. — т.40, 2. с.124-136.
- Низкоус И.В., Кисслинг Э., Санина И.А. и др. 2006. Скоростные свойства литосферы переходной зоны океан-континент в районе Камчатки по данным сейсмической томографии. Физика Земли. 4. с. 18-29.
- Никитина Л.П. 1994. Реконструкция термальных режимов в мантии по ксенолитам в кимберлитах и оценка алмазности кимберлитов. Докл. РАН. т.336, 2. с.241-244.
- Николаев Г.С., Арискин А.А., 2005. Бураковско-Аганозерский расслоенный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии. Геохимия. 7. с.712-732.

- Никонов А. А. 1977. Голоценовые и современные движения земной коры. Москва: Наука. 240 с.
- Ножкин А.Д., Малышев В.И., Сумин А.В. и др. 1989. Геохронологическое исследование метаморфических комплексов юго-западной части Сибирской платформы. Геология и геофизика. 1. с.26-33.
- Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г. и др. 2012. Осадочные и вулканогенно-осадочные серии позднего неопротерозоя рифтогенных структур юго-западной окраины Сибирского кратона: данные о составе, возрасте, условиях образования и особенностях металлогении. Материалы конференции «Геохронометрические изотопные системы». Москва: ИГЕМ РАН. с. 257-260.
- Остроумов Г.А., 1952. Свободная конвекция в условиях внутренней задачи. Москва-Ленинград: Госгеолтехиздат. 256с.
- Отчет: "Изучение научной основы комплексной системы сейсмического мониторинга Курило-Камчатского региона" 2008. Рук. Лобковский Л.И. Москва: ИО РАН. 95 с.
- Очерки тектонического развития Камчатки. 1987. Ред. И.И. Белоусов. Москва:Наука. 105с.
- Павленкова Н.И., Погребницкий Ю.Е., Романюк Т.В. 1993. Сейсмо-плотностная модель коры и верхней мантии Южной Атлантики вдоль Анголо-Бразильского геотраверса. Физ. Земли. 10. с.27-38..
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У., Монгер Дж. и др. 1999. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления. Геология и геофизика. 11. с.1563-1574.
- Персигов Е.С. 1984. Вязкость магматических расплавов. Москва: Наука. 160с.
- Перчук Л.Л. 1997. Геотермобарометрия и перемещения кристаллических пород в коре и верхней мантии Земли. Соросовский образовательный журнал. 7. с.64-72.
- Перчук А.Л. 2003. Петрология и минеральная хронометрия коровых эклогитов. Дисс. докт. наук. Москва:МГУ. 333с.
- Перчук АЛ, Плечов П.Ю., Сазонова Л.В. и др. 2015. Основы петрологии магматических и метаморфических процессов. Москва: МГУ, 472с.
- Перчук Л.Л. 2005. О чем могут рассказать ксенолиты из кимберлитов и траппов? Москва: МГУ. <http://web.ru/db/msg.html?mid=1153763&uri=page4.htm>
- Перчук А.Л., Геря Т.В. 2005. Динамические аспекты высокобарного метаморфизма. Материалы ISES-2005. Москва: МГУ. с.1-14.
- Петерсилье И.А., Припачкин В.А. 1979а. Водород, углерод, азот и гелий в газах изверженных горных пород. Геохимия. 7. с.1028-1034.
- Петерсилье И.А., Федкова Т.Ф., Павлова А. 1979б. Газы и органическое вещество в породах гранулитового комплекса архея Кольского полуострова. Геохимия. 12. с.1883-1888.
- Петрологические провинции Тихого океана 1996. Ред. И.Н. Говоров. Москва: Наука. 439с.
- Петрофизика. 1992. Ред. Н.Б. Дортман. т.1. Москва: Недра. 391с.
- Печерский Д.М., Геншафт Ю.С. 2002. Петромагнетизм континентальной земной коры: итоги XX века. Физика Земли. 1. с. 4–36.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н. 1995. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. Москва: ОИФЗ РАН. 296с.



- Печерский Д.М., Сафонов В.А. 1993. Палинспастические реконструкции положения Горного Крыма в средней юре – раннем мелу на основе палеомагнитных данных. Геотектоника. 1. с. 96-105.
- Погребницкий Ю.Е., Трухалев А.П. 2002. Проблема формирования Срединно-Атлантического хребта в связи с составом и возрастом пород его метаморфического комплекса. Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. Москва: ОИФЗ РАН. с.189-203.
- Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. 2000. Геотермическая асимметрия срединно-океанических хребтов. Тепловое поле Земли и методы его изучения. Москва: РУДН. с.164-172.
- Подводный вулканизм 2013. Free Download Manager. Windows 7/8/Wista/XP/ 2000/NT.
- Поиски углеводородов в кристаллических породах фундамента на северном борту Днепровско-Донецкой впадины. 1989. Киев: ИГН АН УССР. 52с.
- Полухин П. 1982 Физические основы пластической деформации. Москва: Наука. 584с.
- Поляк Б.Г. 1988.Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. Москва: Наука. 192с.
- Попова А.К. 1987 Тепловой поток на акваториях. Сравнительная тектоника континентов и океанов. Москва: МГК СССР. с.34-42.
- Продайвода Г.Т., Маслов Б.П., Продайвода Т.Г. 2003. Сейсмогеологическая модель континентальной верхней мантии Земли. Физика Земли. 2. с.3-14.
- Пронин А.А. 1973а. Альпийский тектонический цикл в истории Земли. Мезозой. Ленинград: Наука. 224с.
- Пронин А.А. 1973б. Альпийский тектонический цикл в истории Земли. Кайнозой. Ленинград: Наука. 318с.
- Прытков А.С., Василенко Н.Ф., Фролов Д.И. 2015. Современная геодинамика Курильской зоны субдукции по данным GPS/ГЛОНАСС наблюдений. Тектоника и геодинамика северо-западной части Тихоокеанского региона. с.124-128.
- Пушаровский Ю.М. 1994. О «субдуктологии» в свете нелинейной геодинамики. Тихоокеанская геология. 4. с.3-13.
- Пушаровский Ю.М. 1999. Критика плитовой тектоники. Тихоокеанская геология. 6. с.131-133.
- Разломная тектоника и нефтегазоносность Украины. 1989. Киев: Наук. думка. 116с.
- Ранний докембрий Балтийского щита 2005. Ред. В.А. Глебовицкий. С.-Пб-г.: Наука. 712с.
- Ранняя история Земли. 1980. Ред. Б. Уиндли. Москва: Мир. 622с.
- Раскаев А.И., Нерадовенкий Ю.Н., Черноусенко Е.В. и др. 2009.. Минералогическо-технологические исследования бедных серпентинитовых медно-никелевых руд Печенгского рудного поля. Вестник МТГУ. 12, 4. с.632-637.
- Рингвуд А.Е. 1981. Структура и петрология мантии Земли. Москва: Недра. 584 с.
- Ритман А. 1964. Вулканы и их деятельность. Москва: Мир. 438с.
- Рихтер Ч. 1963.Элементарная сейсмология. Москва: ИЛ. 671с.

- Родкин М.В. Пунанова С.А. 2015. Оценка влияния коровых процессов на формирование микроэлементного состава каустобиолитов. Тезисы 4-х Кудрявцевских чтений. Москва: ЦГЭ.
- Ромм Е.С. 1966. Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. Москва: Недра. 271с.
- Рудич Е.М. 1983. Движущиеся материки и эволюция океанического ложа. Москва: Недра. 272с.
- Рудич Е.М. 1984. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. Москва: Недра. 252с.
- Рудич Е.М., Удинцев Г.Б. 1987. О единстве принципов построения тектонической карты океанов и континентов. Сравнительная тектоника континентов и океанов. Москва: МГК. с.10-33.
- Рутген М. 1972. Геология Западной Европы. Москва: Мир. 444с.
- Рыженко Б.Н. 1981. Термодинамика равновесий в гидротермальных растворах. Москва: Наука. 191с.
- Рябчиков И.Д., Соловова Н.П., Когарко Л.Н. и др., 2002. Термодинамические параметры генерации меймечитов и щелочных пикритов Маймеча-Котуйской провинции (по данным изучения расплавных микровключений). Геохимия. 11. с.1139-1150.
- Савко А.Д., Надёжка Л.И., Шевырёв Л.Т. 2008. Новые данные о флюидной и сейсмической активности Воронежской антеклизы. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. Москва: ГЕОС. с. 439-441.
- Савко А.Д., Шевырёв Л.Т. 2002. Новый взгляд на роль авлакогенеза на формирование тел алмазоносных магматитов. Вестник Воронежского ГУ. Общая геология. 1. с.7-18.
- Сафонов Ю.Г., Генкин А.Д., Кришна Р. и др. 1988. Золоторудное поле Колар. Индия. Москва: Наука. 234с.
- Сафронов О.Н. 2005. Сейсмические условия и сейсмическая опасность платформенной части Украины. Дисс. канд. геол. наук. Симферополь: ИГФ НАНУ. 135с.
- Светов С.А., Смолькин В.Ф. 2003. Модельные РТ-условия генерации высокомагнезиальных магм докембрия Фенноскандинавского щита. Геохимия 8. с.879-892.
- Сейсморазведка. Справочник геофизика. 1981. Ред. И.И. Гурвич, В.П. Номоконова. Москва: Недра. 464с.
- Сейсмичность Украины. 1969. Ред. О.И. Юркевич. Киев: Наук. думка. 120с.
- Семихатов М.А. 1974. Стратиграфия и геохронология протерозоя. Москва: Наука. 302с.
- Семаков Н.Н. 1998. Проблемы палеомагнитной терминологии. Геофизические методы изучения земной коры. Новосибирск: СО РАН. с.98-101.
- Семенова Г.И. 1987. Структура земной коры Тихого океана. Сравнительная тектоника континентов и океанов. Москва: МГК СССР. с.85-94.
- Сергеев К.Ф., Красный М.Л., Неверов Ю.Л. и др. 1983. Вещественный состав кристаллического фундамента юго-западного окончания вала Зенкевича. Тихоокеанская геология. 2. с.3-8.
- Сергиенко Е.С., Шашканов В.А. 1999. Палеонапряженность геомагнитного поля во время кайнозойских инверсий. Физика Земли. 6. с.66-75.
- Силантьев С.А. 1984. Метаморфические породы дна Атлантического океана. Москва: Наука. 103 с.

Силантьев С.А., Базылев В.А., Клитгорд К. и др. 1992. Вещественный состав третьего слоя океанической коры Северной Атлантики (40-51<sup>0</sup>с.ш.). Геохимия. 12. с. 1415-1435.

Силантьев С.А., Левский Л.К., Аракелянц М.М. и др. 2000. Возраст магматических и метаморфических событий в САХ: интерпретация данных изотопного К-Аг датирования. Российский журнал наук о Земле. т. 2, 3.

Симаков С.К. 1994. Гранат-ортопироксен-оливиновый фугометр для мантийных перидотитов. Докл. РАН. т.336, 2. с.245-247.

Симаков С. К. 2003. Физико-химические условия образования алмазоносных парагенезисов эклогитов. Дис. док.геол.-мин.наук. Москва: МГУ. 239с.

Симаков С.К., Дубинчук В.Т., Новиков М.П. и др. 2008. Образование алмаза и алмазоподобных фаз из углеродсодержащего флюида при РТ-параметрах, соответствующих процессам в земной коре. Докл. РАН. т.421, 1. с.98-100.

Симаков С.К., Никитина Л.П. 1995. Связь алмазоносности ксенолитов с окислительно-восстановительными условиями верхней мантии. Геохимия. 2. с.161-173.

Сколотнев С. Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н. и др. 2010. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия. Геотектоника. 6. с. 24–29.

Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б., Сенюков С.Л. 2011. Скоростное строение коры и верхней мантии в районе северной группы вулканов Камчатки. Геофизические процессы и биосфера. 3. с.38-50.

Славинский В.В. 1983. Двупироксеновая термометрия. Минералогический журнал. 6. с. 29-38.

Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. и др. 2006. Первые данные о синколлизонных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита. Геология и геофизика. т.47, 1. с.153-165.

Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Яновский Ф.А. 1991. Земной тепловой поток Камчатки. Вулканонология и сейсмология. 2. с.41-65.

Соболев В.С., Соболев В.Н. 1980. Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры. Докл. АН СССР. т.250, 3. с.683-685.[

Соботович Э.В., Бартницкий Е.Н., Цюнь О.В. и др. 1982. Справочник по изотопной геохимии. Москва: Энергоиздат. 241с.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. 1990. Глобальная эволюция Земли. Москва: Наука. 446с.

Специус З.В., Серенко В.П. 1990. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. Москва: Наука. 272с.

Справочник физических констант. 1969. Ред. С. Кларк. Москва: Мир. 544 р.

Старостин В.И., Игнатов П.А. 1996. Геология полезных ископаемых. Москва: МГУ. — 477с.

Стенон Н. 1957. О твёрдом, естественно содержащемся в твёрдом. Москва – Ленинград: Изд-во АН СССР. 153с.

Субботин С., Наумчик Г., Рахимова И. 1968. Мантия Земли и тектогенез. Киев: Наук. думка. 173с.

Сывороткин В.Л., Павленкова Н.И. 2013. Мировая рифтовая система и нефтегазоносные пояса планеты. Глубинная нефть. 10, с. 1576-1585.

- Сясько А.А., Гриб Н.Н., Никитин В.М. 2006. Сравнительная характеристика архейских золоторудных месторождений. Наука и образование. 4. с.58-65.
- Табунов С.М., Томановская Ю.И., Старицына Т.Н. 1989. Комплексы горных пород ложа Тихого океана в районе разломов Кларион-Клиппертон. Тихоокеанская геология. 4. с.11-20.
- Тараканов Р.З. 2006. Скоростная модель и годографы Р-волн для Дальневосточного региона. Вестник ДВО РАН. 1, с. 81-95.
- Тектоника и проблемы нефтегазоносности Северной Атлантики. 1981. Ленинград: Недра. 200с.
- Тектоника северо-западной части Тихого океана. 1983. Ред. А.Г. Родников. Москва: Наука. 120с.
- Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. 2006. Ред. К.Ф. Сергеев. Москва: Наука. 131с.
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. 1992. В.В. Гордиенко, А.А. Андреев, С.К. Биккенина и др. Владивосток: ДВО РАН. 238 с.
- Теркот Д., Шуберт Дж. 1985. Геодинамика. Москва: Мир. 730 с.
- Трипольский А.А., Шаров Н.В. 2004. Литосфере докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: КНЦ РАН. 159с.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. 1970. Докембрийская геохронология материков. Москва: Недра. 432с.
- Туезов И.К. 1988. Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН.
- Удинцев Г.Б. 1987. Рельеф и строение дна океана. Москва: Недра. 240с.
- Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита. 1979. Ред. Н.П. Семененко. Киев: Наук. думка. 412с.
- Усенко С.В. 1987. Особенности строения земной коры и верхней мантии Северной Атлантики по данным взрывной сейсмологии. Сравнительная тектоника континентов и океанов. Москва: Межвед. геоф. комитет. с.52-70.
- Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. 1988. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. Москва: Наука. 288с.
- Федорин Я.В. 1991. Модель эволюции ранней Земли. Киев: Наукова думка. 112с.
- Фёдоров И.И., Чепуров А.А., Багрянцев Д.Г. 2002. Окислительно-восстановительные условия устойчивости расплавов Fe-C, Fe-Ni-C при высоких Р-Т-параметрах и образование алмаза. Вестник отделения наук о Земле РАН. 1. URL: <http://www.scgis.ru/russian/cp1251>
- Физические свойства пород и минералов. 1984. Москва: Недра. 456с.
- Фролов Ф.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. 2005. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия, прогноз). Москва: НИИ-Природа, 540 с.
- Фролов В.Т., Фролова Т.И. 2011. Происхождение Тихого океана. Москва: МАКС Пресс. 52с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. 2002. Платобазальтовый магматизм и океанообразование. Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. Москва: ИФЗ РАН. с.30-48.

Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. 1989. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. Москва: Недра. 262с.

Хазан Я.М., 1999. Тепловая неустойчивость вблизи уровня инверсии плотностей расплава и твердой фазы: модель, основывающаяся на релей-тейлоровском приближении. Геофиз. журнал. 3. с. 91-99.

Хазан Я.М. 2003. Джерела внутрішньоплитного континентального магматизму та механізми транспортування розплаву в верхній мантії та корі. Автореферат док.дис. Київ: ІГ НАНУ. 24с.

Хаин В.Е. 1971. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида. Африка. Москва: Недра.548с.

Хаин В.Е. 1977. Региональная тектоника. Внеальпийская Европа и западная Азия. Москва: Недра. 360с.

Хаин В.Е. 1979. Региональная тектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. Москва: Недра. - 357с.

Хаин В.Е. 1984. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. Москва: Недра. 344с.

Хаин В.Е. 1972. О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах. Геотектоника. 4. с.3-34.

Хаин В.Е. 1986. Учение о геосинклиналих и тектоника плит. Геотектоника. 5. с.3-12.

Хаин В.Е. 1996. Геотектоника на новом переломе своего развития. Геотектоника. – 6. – С. 8-42.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. 1995. Геотектоника с основами геодинамики. Москва: МГУ. 476с.

Хетагуров Г.В., Васильева Т.В., Щепетова Л.В. и др.. 1986. Структурно-геологические и минералого-геохимические исследования в Архоно-Унальском междуречье. Орджоникидзе: Северо-Кавказский Горнометаллургический институт. 138 с.

Цымбал С.Н., 1996. Состав верхней мантии под Украинским щитом. Материалы конференции «Глубинная структура литосферы». Киев, с. 177-180.

Цымбал С.Н. 2003. Кимберлиты центральной части Припятского вала. Минерал. журнал. 5/6 с. 40-56.

Цымбал С.Н., Цымбал Ю.С., 2003. Состав верхней мантии и алмазоносность северо-западной части украинского щита. Минер. журнал, 5/6, с. 70-87.

Чебров В.Н., Кугаенко Е.А., Викулина С.А. и др. 2013. Глубокое охотоморское землетрясение 24.09.2013 г с магнитудой 8.3 – сильнейшее сейсмическое событие у берегов Камчатки за период детальных сейсмологических наблюдений. Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. вып. 21. 1. с.17-25.

Чекалюк Э.Б. 1986. К проблеме синтеза нефти и газа на больших глубинах. Журн. Всесоюз. хим. о-ва им. Д.И. Менделеева. т. 31, 5. с. 556–562.

Чекунов А.В. 1976. Геологія України, суміжних районів Тетіса і нова глобальна тектоніка. Геол. журнал. 3. с.3-19.

Чой Д, 1998. Докембрийский структурный тренд в Южной Америке: продолжение в юго-восточной части Тихого океана через Перу-Чилийский желоб Закономерности строения и эволюции геосфер. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН. с.176.

Шарапов В.Н. 1992. Развитие эндогенных флюидных рудообразующих систем. – Новосибирск: Наука. 144с.

Швец В.М. 1971. Содержание и распространение органического вещества в подземных водах. Докл. АН СССР. 201, 3. с. 453-456.

Шейнманн Ю.М. 1973. Новая глобальная тектоника и действительность. БМОИП. Серия геол.. вып. 5. с.5-28.

Шевырев Л.Т., Савко А. Д., Черешинский А. В. 2015. Историко-минералогическо-поисковая модель становления коренных алмазоносных объектов Восточно-Европейской платформы (ВЕП) – теоретическая основа их поисков. Статья I. История поисков коренных месторождений алмазов в пределах ВЕП и их результаты. Воронеж: Бюл. ВГУ. Геолог. серия. 1. с. 5-21.

Шкодзинский В.С. 2014. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Издательский дом СВФУ. 452 с.

Шолпо В.Н. 1991. Пространственная организация структуры литосферы подвижных поясов. Геодинамика и развитие тектоносферы. Москва: Наука. с.124-135.

Шпак А.А., Ефремочкин Н.В., Боровский Л.В. 1989. Поиски, разведка и оценка прогнозных ресурсов и эксплуатационных запасов теплоэнергетических вод. Москва: Недра. 89с.

Штилле. Г. 1968. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. Москва: Мир. 255с.

Шульдинер В.И. 1982. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. Москва. Наука. 227с.

Шулятин О.Г., Андреев А.И., Беляцкий Б.В., 2012. Возраст и этапность формирования магматических пород Срединно-Атлантического хребта по геологическим и радиологическим данным. Региональная геология и металлогения. 50. с. 28-36.

Шумлянський В.А. 1983. Киммерійська металлогенічна епоха на території України. Київ: Наукова думка. 220с.

Шумлянський В.А. 2007. Тектонічні умови киммерійської епохи рудоутворення на Східно-Європейській платформі. Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень. – Київ: Логос. с.50-68.

Шумлянський В.О., Деревська К.І., Дудар В.Т. та ін. 2003. Літогенез і гіпогенне рудоутворення в осадових товщах України. Київ: Знання України. 272с.

Шумлянський В.А., Квасниці В.П. 1992. Платформенний магматизм і алмазоносність юго-запада Східно-Європейської платформи. Изв. АН СССР. Сер. геол. 2. с.17-26.

Шушканова А.В. 2007. Експериментальні дослідження сульфід-силікат-карбонат-углеродних систем в зв'язі з проблемою генезису алмаза. Автореф. канд.геол.-мін.наук - Москва: МГУ. 23с.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М. и др. 2005. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Киев: Наукова думка. 246с.

Щербак Н.П., Бибикина, Е.В., Скобелев, В.М. и др. 2003. Эволюция во времени и металлогеническая специализация раннедокембрийской коры Украинского щита (3,17 – 1,7 млрд. лет). Минералогический журнал. 4. с.82-92. .

Щербак Д.Н., Михайлов В.А., Грінченко О.В. 2004. Найважливіші металогенічні епохи докембрію Українського щита. Вісник КНУ. 31/32. с.50-53.

Щербаков И.Б. 2005. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКС. 366 с.

Эллерн С.С., Валеев Р.Н. 1970. Главный девонский ров Восточно-Европейской платформы. Докл. АН СССР. 5. с. 1168-1171.

Энциклопедия региональной геологии мира. Западное полушарие. Ред. Р. Фейрбридж. – Ленинград: Недра. 1980. 512с.

Эрлих Е.Н., 2011. Эссе о геологии островных дуг. [google.com/site/geotermiakuril](http://sites.google.com/site/geotermiakuril)  
<http://sites.google.com/site/geotermiakuril/>

Юдін В.В., Артеменко В.М. 1996. Нова збалансована модель складчастого Донбасу . Мінеральні ресурси України. 2. с.14-17.

Юханян А.К., Геншафт Ю.С., 1985. Экспериментальное изучение плавления ксенолитов из лав Гегамского нагорья в условиях базальтового слоя земной коры. Изв. АН АрмССР. 1. с.39-44.

Якупов О. Одномерная референтная модель Земли <http://www.olegyakupov.com/blog/?p=284> 2011.

Яновская Т.В., 2006. Основы сейсмологии. С.-Петербург: ВВМ. 288с.

Яценко В.Г. 1998. Закономерности пространственного расположения проявлений графита на Украинском щите . Аспекты минерагии Украины. Киев: ГНЦ РОС. с.254-270.

Яценко Г.М., Гайовський О.В., Сливко Є.М. та ін.. 2009. Металогенія золота протоплатформних структур Українського щита (Кіровоградський блок). Киев: Логос. 243с.

Ackerman L., Mahlen N., Nek E, et al. 2007. Geochemistry and Evolution of Subcontinental Lithospheric Mantle in Central Europe: Evidence from Peridotite Xenoliths of the Kozakov Volcano, Czech Republic. J Petrology. v.48. 12. p. 2235-2260.

Agee, C. and Walker, D., 1993. Olivine flotation in mantle melt. Earth and Planetary Science Letters, v. 114, p. 315-324.

Anderson D. 1969. Theory of the Earth. Boston: Blackwell Scientific Publications. 211 p.

Anderson D. 1983. Chemical composition of the mantle. J. G.R. v.88 Supplement. p.1341-1352.

Aoki, H., Tada, T., Sasaki, Y. et al., 1972. Crustal structure in the profile across central Japan as derived from explosion seismic observation. Jour. Phys Earth, v. 20, p. 197-223.

Ariskin, A.A., 1999. Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferrobaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 90, p. 115-162.

Armstead H. and Tester J. 1987. Heat Mining. London: E.F.Spon. 320p.

Arndt, N., 1977. The separation of magma from partially molten peridotite. Carnegie Institute of Washington Yearbook, v. 6, p. 424-428.

Asavin A., Kogarko L., Kryuchkova O. et al. 1997.. Grand Canary, Saint Helena, and Tristan da Cunha Oceanic Islands: Variations of Trace Element Partition Coefficients in Pyroxene–Melt Equilibria during Alkaline Magma Evolution. Geochemistry Int.. 5. p. 415 -423.

Aubouin, J., 1965. Geosynclines. Elsevier Ltd. 305p.

Aumento F., Hyndman R. 1971. Uranium content of the oceanic upper mantle. Earth and Plan. Sc. Letter. V.12. 4. p.373-384.

Baba, K., 2005. Electrical structure in marine tectonic settings. Surveys In Geophysics. no. 26(6), p.701–731.

- Bächler D., Kohl T., Rybach L. 2002. 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. Moskow: RUPF. p.10-11.
- Balashov Yu.A., 2009. Development of a Heterogeneity in the Lithosphere: Geochemical Evidence. *Petrology*. v.17. 1. p.90-107.
- Barnhoorn A., van der Wal W., Drurya M. 2011. Upper mantle viscosity and lithospheric thickness under Iceland. *Journal of Geodynamics*. v. 52, 3–4, p. 260–270.
- Barriga F., Costa I., Relvas J. et al., 1997. The Rainbow serpentinites and serpentinite-sulphide stockwork (Mid-Atlantic Ridge, AMAR segment): A preliminary report of the Flores results. *EOS*. v. 78. F832.
- Bauer L. 1920. On vertical electrical currents and relation between Terrestrial magnetism and atmospheric electricity. *Terr. Magn.* v.25, 4. p.145-162.
- Bell, D., Rossman, G., 1992. The distribution of hydroxyl in garnets from the sub-continental mantle of Southern Africa. *Contributions to Miner. & Petrol.*, v. 111, 2, p. 161-178.
- Beran A., Libowitzky E. 2006. Water in natural mantle minerals II: Olivine, garnet and accessory minerals. *Water in Nominally Anhydrous Minerals*, v.62. p. 169-191.
- Binns R. 2004. Spinifex-Textured Basalt Xenoliths at PACMANUS, Papua New Guinea. *ODP. Data Report*. v.193.
- Bloomer S. 1985. Petrology and Relict Mineralogy of Serpentinites from Deep Sea Drilling Project . v.84 .
- Board W., Frimmel H., Armstrong A. 2005. Pan-African Tectonism in the Western Maud Belt: P–T–t Path for High-grade Gneisses in the H.U. Sverdrupfjella, East Antarctica. *J. Petrology*. v.46. 4. P.671–699 doi:10.1093/petrology/egh093
- Bonadiman C., Beccaluva L., Coltorti F. et al. 2005. Kimberlite-like Metasomatism and ‘Garnet Signature’ in Spinel-peridotite Xenoliths from Sal, Cape Verde Archipelago: Relics of a Subcontinental Mantle Domain within the Atlantic Oceanic Lithosphere? *J. Petrology*. V.46. 11. p.2465-2493.
- Bonatti E., Ottonelo G., Hamlin P. 1986. Peridotites from the island of Zabargad (st. John) , Red sea: Petrology and Geochemistry. *J. G. R. V.* 91. B1. p.599-631.
- Bourgeois J., Desmet A. 1985. Mafic and ultramafic rocks of Leg 84. *Petrology and mineralogy*. v.84.
- Boyd F., 1989. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth and Plan. Sc. Lett.* 96 (1/2). p.16-26.
- Brown J., Shankland T., 1981. Thermodynamic properties in the earth as determined from seismic profiles. *Geop. J. R. Astron. Soc.* v.66. p. 579-596.
- Bryant, J., Yogodzinski, G.M., & Churikova, T.G., 2006. Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka Arc: Evidence derived from Shiveluch Volcano ultramafic xenoliths. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 8, . 4.
- Bürgmann R., Dresen G. 2008. Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle: Evidence from Rock Mechanics, Geodesy and Field Observations. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* v.36. p. .531–567.
- Burnley P. 1989. «Anticraks» in mantle create deep earthquakes. *New Scien.* 1689. p.33
- Bussy M., Montagner J. 1993. Tomographic study of upper mantle attenuation in the Pacific ocean. *Geop. Res. Lett.* v.20, 8. p.663-666.



- Campsie J., Neumann E., Jonson L., 1983. Dredged volcanics rocks from the southern oceans: the Eltanin collection. *N.Z. J. Geol. and Geophys.* v.26. p.31-45.
- Cannatelli, C.; Frezzotti, M.; Zanon, V. et al. 2011, Heterogeneous refertilization of the upper mantle beneath the Azorean volcanoes. Evidence from mantle xenoliths. *American Geophysical Union, Fall Meeting abstract #T51H-246.*
- Casey J. 1989. Comparison of major- and trace-element Geochemistry of abyssal Peridotites and mafic plutonic Rocks with Basalts from the MARK Region of the Mid-Atlantic Ridge. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 153.
- Chen, X., Lin, C., Shi, L. 2007. Rheology of the lower crust beneath the northern part of North China: Inferences from lower crustal xenoliths from Hannuoba basalts, Hebei Province, China. *Science in China Series D: Earth Sciences.* v.50, No. 8, p. 1128-1141.
- Choi, D. 1987. Continental crust under the NW Pacific Ocean. *Journal of Petroleum Geology.* v.10. no. 4. p. 425-440.
- Chu R., Schmandt B., Helmberger V. 2012. Juan de Fuca subduction zone from a mixture of tomography and wave form modeling. *J.G.R.* v. 117. B03304
- Clark, M., Camichael, D., Hodson, C. 1988. Metasomatic processes and T-XCO<sub>2</sub> condition of wall-rock alteration Victory gold mine, Kambalda, Australia. *Bicentennial Gold 88 Geol. Soc. Aus. - Abstr.* 22. p.230-234.
- Cloos H., 1939. Hebung - Spaltung - Vulkanismus. *Geol. Rundschau.* 30. s. 401-519, 637-640.
- Cloos H. 1941. Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. *Geologische Rundschau.* v. 32. s. 708-800.
- Collerson K., Hapugoda S., Kamber B. et al. 2000. Rocks from the Mantle Transition Zone: Majorite-Bearing Xenoliths from Malaita, Southwest Pacific. *Science.* v. 288. 5469. p. 1215-1223
- Continental Rifts: Evolution, Structure and Tectonics. 1995. Olsen K., ed., Amsterdam: Elsevier, 492 p.
- Cosgrove J., 2005. Folding. *Encyclopedia of Geology.* Ed. R. Selley, L. Cocks, I. Plimer. London: Elsevier. v. 5. p. 339-351.
- Deep Sea Drilling Project. Ocean Drilling Project. 1969 – 2007. <http://www-odp.tamu.edu/publications>.
- Dietz R. 1961. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature.* v.190. 4779. p.854-857.
- Dimanov A, Dresen G. 2005. Rheology of synthetic anorthite-diopside aggregates: implications for ductile shear zones. *J. Geophys. Res.* v.110: B07203.
- Dimanov A, Wirth R, Dresen G. 2000. The effect of melt distribution on the rheology of plagioclase rocks. *Tectonophysics.* v.328. p.307-327.
- Dmitriev L. 1977. Petrochemistry of basalts and plutonic rocks. *DSDP.* v.37,
- Downes H., Macdonald R., Upton B. et al. 2004. Ultramafic Xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana, USA: Evidence for Multiple Metasomatic Events in the Lithospheric Mantle beneath the Wyoming Craton. *J. Petrology.* v.45. 8. p.1631-1662.
- Eardley A., 1951. Structural geology of North America. Salt- Lake City. 357 p
- Eggler D. 1983. Upper mantle oxidation state: Evidence from olivine-orthopyroxene-ilmenite assemblages. *Geop. Res. Lett.* v.10, 5. p. 365 - 368.

- Embey-Isztin A., Scharbert H., Dietrich H., et al., 1989. Petrology and Geochemistry of Peridotite Xenoliths in Alkali Basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. *J. Petrology*. V.30. 1. p. 79-105
- Encyclopedia of Geology. 2005. Ed. Selley R., Cocks L., Plimer I. . Elsevier Academic Press. v. I-V.
- Famous Geologists. 2005. Encyclopedia of geology. v.2. – Elsevier Ltd. — P.153-174.
- Feininger T. 1980. Eclogite and Related High-Pressure Regional Metamorphic Rocks from the Andes of Ecuador. *J. Petrology*. V.21. 1. p.107-140
- Feng M., Lee S., Assumpcao M., 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *J. G.R.* v. 112. B04312. doi: 10.1029/2006JB004449.
- Flanagan M., Sheater P., 1999. A map of topography on the 410-km discontinuity from PP precursors. *Geop. Res. Letters*. v. 26. 5, p. 549-552.
- Fournier, R., 1999, Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment: *Economic Geology*, v. 94 . p.1193-1211.
- Fransis D. 1976. The Origin of Amphibole in Lherzolite Xenoliths from Nunivak Island, Alaska. *J. Petrology*. V.17. 3. p.357-378.
- Freed A., Bürgmann R., Calais E. et al. 2006. Stress-dependent power-law flow in the upper mantle following the 2002 Denali, Alaska, earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.* v.252. - p.481–489.
- Freed A., Bürgmann R., Calais E., et al. 2006. Implications of deformation following the 2002 Denali, Alaska, earthquake for postseismic relaxation processes and lithospheric rheology. *J. Geophys. Res.* v.111: B08203
- Frostick L., 2005. Rift Valley. *Encyclopedia of Geology*. Ed. R. Selley, L. Cocks, I. Plimer. London: Elsevier. v. 1. p. 34-43.
- Fukao Y., 1977. Upper mantle P-structure on the ocean side of the Japan-Kurile arc. *Geop. J. R. Astr. Soc.* v.50, p. 621-642.
- Fukao, Y., Widiyantoro, S., Obayashi, M., 2001. Stagnant slabs in the upper and lowermantle transition region, *Rev. Geophys.*, 39, p.291–323.
- Gang Xu Y., Bodinier J. 2004. Contrasting Enrichments in High- and Low-Temperature Mantle Xenoliths from Nushan, Eastern China: Results of a Single Metasomatic Event during Lithospheric Accretion? *J Petrology*. v.45. 2. p. 321-148.
- Gao S., Rudnick R., Xud W. et al. 2008. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton . *Earth and Pl. Sc. Lett* . v. 270, 1-2. p. 41-53.
- Garuti G., Bea F., Zaccarini F. et al. 2001. Age, Geochemistry and Petrogenesis of the Ultramafic Pipes in the Ivrea Zone, NW Italy. *J. Petrology*. v.42. 2. p.433-457.
- Gasparik T. 1992. Melting experiments on the Enstatite-Pyropite Join at 80-152 kbar. *J. Geophys. Res.* 97. p.1581-1588.
- Gasperini D., Bosch D., Braga R. et al. 2006. Ultramafic xenoliths from the Veneto Volcanic Province (Italy): Petrological and geochemical evidence for multiple metasomatism of the SE Alps mantle lithosphere. *Geochemical J.* .v. 40, p. 377 -404,
- Geokem. Geochemistry of igneous rocks. <http://www.geokem.com/index.html>

- Gerya T., Maresch W. 2004. Metapelites of the Kanskiy Granulite Complex (Eastern Siberia): Kinked P–T Paths and Geodynamic Model 210. *J. of Petrology*. v. 45. 7. p. 1393–1412.
- Gerya, T.V. 2010. Introduction to numerical geodynamic modeling. Cambridge: Cambridge University Press, 370p.
- Glebovitskii V., Nikitina L., Saltykova A. et al. 2007. Thermal and Chemical Heterogeneity of the Upper Mantle beneath the Baikal-Mongolia Territory. *Petrology*. 1. p. 58-89
- Gondwana Research <http://www.gondwanaresearchonline.com/General/Index.aspx>
- Gordienko L., Gordienko V. 2016. P-wave velocities in the upper mantle beneath oceans. *NCGT Journal*. 3. p. 389-405.
- Gordienko V.V. 2001. Geological criteria and integrated analysis of a zone of recent activity in Fennoscandia. *Proceedings of the institute of fundamental studies*. p.10-15.
- Gordienko, V. 2014. On Plate Tectonics. *NCGT Journal*, 4. p.20-49.
- Gordienko, V., 2015a. Essential points of the advection –polymorphism hypothesis. *NCGT Journal*. 2. p.115-137.
- Gordienko, V., 2015b. Energy balance of tectonosphere. *NCGT Journal*. 3. p.25-42.
- Gordienko, V., 2015c. Advective heat and mass transfer in the Earth's tectonosphere. *NCGT Journal*. 3. p.282-309.
- Gordienko, V., 2015d. Platforms: thermal and geological history. *NCGT Journal*, v. 3, No. 4, P. 434-460.
- Gordienko V. 2016a Deep-seated processes in the tectonosphere of geosynclines. *NCGT Journal*. v. 4. no. 1. pp.6-31.
- Gordienko V. 2016b Deep-seated processes in the tectonosphere of continental rifts. *NCGT Newsletters*. v. 4. no. . pp.
- Gordienko, V.V., Pavlenkova, N.I., 1985. Combined geothermal-geophysical models of the Earth's crust and upper mantle of the European continent. *Jour. Geodynamics*, v. 5, p. 75-90.
- Grenerczy G., Fejes L., Kenyeres A. 2002. Present crustal deformation pattern in the Pancardi Region: Constraints from Space Geodesy. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*. 3. p. 65–77.
- Green D., Falloon T. 2005. Primary magmas at mid-ocean ridges, “hotspots,” and other intraplate settings: Constraints on mantle potential temperature. *Geological Society of America. Special Paper*, (388), p.217-247.
- Gregoire M., Moine B., Tney S. et al. 2000. Trace Element Residence and Partitioning in Mantle Xenoliths Metasomatized by Highly Alkaline, Silicate- and Carbonate-rich Melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean) *J Petrology*. v.41. 4. p.477-509.
- Griffin, W., Y. O'Reilly, L. M. Natapov. et al. 2003. The evolution of lithospheric mantle beneath the Kalahari craton and its margins, *Lithos*, 71, p.215–241.
- Groves D., Ho E., Rock N. et al., 1987. Archean cratons, diamond and platinum: Evidence for coupled long-lived crust-mantle systems. *Geology*. 15. p.801-805.
- Gu, Yu, Dziewonrski, A., Ekstrom, G.. 2003. Simultaneous inversion for mantle shear velocity and topography of transition zone discontinuities. *Geophys. J. Int.* 154, p.559–583
- Gudmundsson O., Sambridge M., 1998. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. *J.G.R.* 102, B4. p. 7121-7126.

- Haggerty S., Sautter V. 1990. Ultradeep (Greater Than 300 Kilometers), Ultramafic Upper Mantle Xenoliths. *Science*. v. 248. p. 993 – 996.
- Harte B. 2010. Diamond formation in the deep mantle; the record of mineral inclusions and their distribution in relation to mantle dehydration zones. *Mineral Mag.* v.74. p.89-215.
- Harvey J., Yoshika M., Hammond S. et al. 2012. Deciphering the Trace Element Characteristics in Kilbourne Hole Peridotite Xenoliths: Melt Rock Interaction and Metasomatism beneath the Rio Grande Rift. *J. Petrology*. v. 53. 8. p.1709-1742.
- Heaman L., Kjarsgaard B., Creaser R. 2003. The timing of kimberlite magmatism in North America: implications for global kimberlite genesis and diamond exploration. *Lithos*. 71. p.153–184
- Heidbach O., Ledermann P., Kurfe D. et al. 2007. Attached or not attached :slab dynamics beneath Vrancea, Romania. *Papers International Symposium on Strong Vrancea Earthquakes and Risk Mitigation*. - Bucharest. p.3-20.
- Hess H. 1962. History of the ocean basins. *Petr. Stud. Geol. Soc. Am. N.-Y.* p.599-620.
- Hochstein M.P. 1995. Crustal heat transfer in the Taupo Volcanic Zone (New Zealand): comparison with other volcanic arcs and explanatory heat source models. *J. Volc. Geoth. Res.*, v. 68, 1-3. p. 117-151.
- Hope E. 1959. Geotectonics of the Arctic Ocean and the Great Arctic Magnetic Anomaly . *J.G.R.* 4. p.407-427.
- Hutton J. 1788. Theory of the Earth; or an investigation of the laws observable in the composition, dissolution and restoration of land upon the Globe. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. v. 1, 2. p. 209—304.
- Ilichenko T.V. 1999. Preliminary model EB 95 . Between Eurobridge and TESZ. Warsaw, p.44-45
- International terrestrial reference frame. <http://itrf.ensg.ign.fr/GIS/>
- Ionov D. 2010. Petrology of Mantle Wedge Lithosphere: New Data on Supra-Subduction Zone Peridotite Xenoliths from the Andesitic Avacha Volcano, Kamchatka. *J. Petrology*. v.51. 1&2. p.327-361.
- Ionov D., Bodinier J., Mukasa S. et al. 2002. Mechanisms and Sources of mantle Metasomatism: Major and Trace Element Composition of Peridotite Xenoliths from Spitsbergen in the Context numerical Modelling. *J. Petrol.* 12. p.2219-2259.
- Ionov D., Hofmann A., Shimizu N. 1994. Metasomatism-induced Melting in Mantle Xenoliths from Mongolia. *J. Petrology*. v.35. 3. p.753-785.
- Irifune T. 1987. 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.* 45. p.324-336.
- Irving E. 1964. Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems. - N.Y.:J. Wiley and Sons. 399p.
- Isacks B., Molnar P. 1971. Distributijn of stresses in the descending lithosphere fom a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Rev. geoph. and space Phys.* v.9, 1. p.103-174.
- Ishii T., Robinson P., Maekawa H. et al. 2005. Petrological studies of Peridotites from Diapiric Serpentinite Seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearcs. LEG 1251. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 125.

- Ishii, M., Tromp J., 1999. Normal-Mode and Free-Air Gravity Constraints on Lateral Variations in Velocity and Density of Earth's Mantle. *Science*, 285, p.1231-1236,
- Ishikawa A., Maruyama S., Komiya T. et al. 2004. Lithospheric Mantle Beneath the Ontong Java Plateau: Implications from Xenoliths in Alnöite, Malaita, Solomon Islands. *J. Petrology*. v.45. 10. p.2011-2044.
- Iwasaki T., Levin V., Nikulin A., et al. 2013. Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka. *Tectonophysics* v.609. p. 184–201.
- Jacob D. 2004. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites. *Lithos.*, (77), p. 295-316.
- Jiang G., Zhao D., Zhang G. 2009. Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka. *Tectonophysics*. v. 465. p. 190-203.
- Johnson H. 1979. Paleomagnetism of igneous rock samples. *Rock Magnetic Properties of igneous rock samples*. leg 45 doi:10.2973/dsdp.proc.45.115.doi:10.2973/dsdp.proc. 45.116.
- Kaczmarek M. . 2007. Melt migration and deformation in the upper mantle: An example of the Lanzo peridotite massif (Western Alps, Italy). A dissertation submitted for the degree of Doctor es Sciences presented by Institut de Geologie et Hydrogéologie Université de Neuchâtel.
- Kamenetski D. 2011. Volatiles in the kimberlite melt – what drives ascent and causes explosive eruption. *Mater. ISES-2011*. Moscow: MSU.
- Kanamori H. 1977. The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.* v.82. p.2876–2881.
- Katz R., Spiegelman M., Langmuir C. 2003. A new parametrization of hydrous mantle melting. *Geochem. Geoph. Geosys.* v.4, 9. 1073.
- Kelley S., Wartho J. 2000. Rapid kimberlite ascent and the significance of Ar–Ar ages in xenolith phlogopites. *Science*. v.289, 5479. p. 609–611.
- Kenner S., Segall P. 2003. Lower crustal structure in northern California: implications from strain-rate variations following the 1906 San Francisco earthquake. *J. Geophys. Res.* v.108. p.2011-2023.
- Kennett, B. Engdahl, E. & Buland R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times, *Geophys J Int*, v.122, p.108-124
- Khodyrev O. 1996. Ultramafic Xenolith in Basalt of Shavaryn Tsaram Volcano, Gobi Plateau, as Continental Upper Mantle Material. *Geochemistry Int.* 7. p. 551-554.
- Knopoff L. 1967. On Convection in the Upper Mantle. *Geop. J. Roy. Ast. Soc.* v. 14. .1-4. p. 341-346.
- Kohl T., Brennil R., Eugster W. 2002. Performance investigations of a deep borehole heat exchanger . *The Earth's thermal field and related research methods*. M.: RUPF. p.126-128.
- Kopylova M., Matveev S., Raudsepp M. 2007. Searching for parental kimberlite melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 71. p. 3616–3629.
- Kuhiro, I., Yoder, H., Mysen, B., 1976. Viscosities of basalt and andesite melts at high pressures. *J. Geophys. Res.* v. 81. 35. p. 6351-6356.
- Lappin M., Smith D. 1978. Mantle-equilibrated Orthopyroxene Eclogite Pods from the Basal Gneisses in the Selje District, Western Norway . *J. Petrology*. v.19. 3. p.530-584.
- Leander F., Becker K., Kramer W. et al. 2002. Metasomatic Mantle Xenoliths from the Bismarck Microplate (Papua New Guinea)—Thermal Evolution, Geochemistry and Extent of Slab-induced Metasomatism. *J. Petrology*. V.43. 2. p.315-343.

- Levin V., Kim W., Menke W. 1996. Seismic velocities in shallow crust of western New England and northern New York. *J. Geophys. Res.* v.85, . 1. p. 207-219.
- Li, Z., Lee T., Peslier A. et al. 2008. Water contents in mantle xenoliths from the Colorado Plateau and vicinity: Implications for the mantle rheology and hydration-induced thinning of continental lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 113, B09210, doi:10.1029/2007JB005540.
- Lin L., Hall J., Lippmann-Pirke J. et al. 2005. Radiolytic H<sub>2</sub> in continental crust: Nuclear power for deep subsurface microbial communities. *Geoch. Geoph. Geosys.* 6.
- Liou J., Tsujimori T., Zhang R. et al. 2004. Global UHP Metamorphism and continental subduction/collision: The Himalayan Model. *Inter. Geology Review.* v. 46. p. 1- 27.
- Litasov K., Litasov Yu, Malkovets V. 2005. Metasomatism and Transformations of the Upper Mantle beneath the Southern Baikal Territory: Evidence from Xenoliths of the Bartoy Volcanic Area. *Geochemistry Int.* 3. p. 242-267.
- Luhr J., Aranda-Gomez J. 1997. Mexican Peridotite Xenoliths and Tectonic Terranes: Correlations among Vent Location, Texture, Temperature, Pressure, and Oxygen Fugacity. *J. Petrology.* v.38. 8. p. 1075-1112
- Lutkov V., Mogarovski V., Lutkova V. 2004. Geochemical Heterogeneity of the Upper Mantle Beneath the Central Asian Mobile Belt. *Geochemistry Int.*. 4. p. 309-320.
- Mac Dougall J. 1988. Continental flood basalts. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher. 356p.
- Major structural features of southeastern Canada and the Atlantic continental margin. 1994. *Geol. Surv. Can.* v. 90. p.1-7.
- Malusà M., Faccenna C., Baldwint S. et al. 2015. Contrasting styles of (U)HP rock exhumation along the Cenozoic Adria-Europe plate boundary (Western Alps, Calabria, Corsica). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* DOI: 10.1002/2015GC005767
- Marquering H., Snieder R. 1996. Shear-wave velocity structure beneath Europe, the northeastern Atlantic and western Asia from waveform inversions including surface-wave mode coupling. *Geophys. J. Int.* v. 127. p.283-304.
- Marsden J., House I. 2006. The chemistry of gold extraction. Colorado: Soc. for Min.. 655 p.
- Mitchell R., Bergman S. 1991. Petrology of Lamproites. New York&London: Plenum press. 451p.
- Mitchell R., Brunfelt A. 1975. Rare Earth Element geochemistry of kimberlite. *Phys. Chem. Earth.* v.9. p. 671 - 686.
- Morgan W. 1968. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *J.G.R.* 73, 6. p.1959-1982.
- Morioka M., Kigoshi K. 1978. Lead isotopes in mantle derived xenoliths from Japan and South Africa. *Geochemical J.* v.12. p.223-228.
- Muentener O., Hermann J., Trommsdorff V. 2000. Cooling History and Exhumation of Lower-Crustal Granulite and Upper Mantle (Malenco, Eastern Central Alps). *J. Petrology.* v.41. 2. p. 175-200.
- Neumann E., Wulff-Pedersen E., Pearson N. et al. 2002.. Mantle Xenoliths from Tenerife (Canary Islands): Evidence for Reactions between Mantle Peridotites and Silicic Carbonatite Melts inducing Ca Metasomatism. *J. Petrology.* v.43. 5. p.825-857.
- Ocean Drilling Program. <http://www-odp.tamu.edu/publications>.

- Parkinson I., Pearce J. 1998. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt–Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting. *J. Petrology*. V.39. 9. p. 1577-1618
- Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006. Upper mantle structure of Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics*. 416. p.33-52.
- Pearson D., Canil D., Shirey S. 2003. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. *Treatise on Geochemistry*. v. 2. p.171-276.
- Pelsier A., Francis D., Ludden J. 2002. The Lithospheric Mantle beneath Continental Margins: Melting and Melt-Rock Reaction in Canadian Cordillera Xenoliths. *J. Petrology*. v.43. 11. p.2013-2047.
- Pollack, H., Hurter, S., Johnson J. 1991. A New Global Heat Flow Data Catalogue. *Ocean. Ann Arbor: University of Michigan*. p.508-791.
- Precambrian Research [http://www.elsevier.com/wps/find/journaldispatchdates.Authors / 503357/dispatchdates](http://www.elsevier.com/wps/find/journaldispatchdates.Authors/503357/dispatchdates)
- Preleminary analysis of long-period induction across the Trans-European suture zone: CEMES project (2001-2004) 2004. Semenov V.Yu., Pek J., Adam A., et al. Reports of 17th International Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth. 120p.
- Price S., Russell J., Kopylova M. 2000. Primitive Magma From the Jericho Pipe, N.W.T., Canada: Constraints on Primary Kimberlite Melt Chemistry. *J. Petrol.* v.41, 6. p. 789-808.
- Putirka K., Ryerson F., Perfit M. et al. 2011. Mineralogy and Composition of the Oceanic Mantle. *J. Petrology*. V. 52. 2. p.279-313.
- Raffensperger J., Garven G. 1995a. The formation of unconformity-type uranium ore deposits. Coupled groundwater flow and heat transport modeling. *Amer. J. Sci.* v.295. p.581-636.
- Raffensperger J., Garven G. 1995b. The formation of unconformity-type uranium ore deposits. Coupled hydrochemical modeling. *Amer. J. Sci.* v.295. p.639-696.
- Revillon S., Arndt N., Chauvel C. et al. 2000. Geochemical Study of Ultramafic Volcanic and Plutonic Rocks from Gorgona Island, Colombia: the Plumbing System of an Oceanic Plateau. *J. Petrology*. v.41. 7. p. 1127-1153.
- Rocco I., Lustrino M., Zanetti A. et al., 2013. Petrology of ultramafic xenoliths in Cenozoic alkaline rocks of northern Madagascar. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 41, p. 122-139.
- Romer R., Roetzel J. 2001. P–T–t Evolution of Ultrahigh-Temperature Granulites from the Saxon Granulite Massif, Germany. Part II: Geochronology. *J. Petrology*. v.42. 11. p.1127-1153.
- Russell, J., Giordano, D., Kopylova, M. et al.. 2006. Transport properties of kimberlite melt. 8th International Kimberlite Conference, Saskatoon, <[http://www.venuewest.com / 8IKC/files/00%20zContents.pdf](http://www.venuewest.com/8IKC/files/00%20zContents.pdf)>(abstr.).
- Savel'eva G., Bortnikov N., Peyve A. et al. 2006. Ultramafic Rocks from the Markov Deep in the Rift Valley of the Mid-Atlantic Ridge. *Geochemistry Int.* 11. p.1105-1120.
- Schmidt A. 1924. Zur Frage der elektrischen Verticalströme. *Z. f. Geophys.* v.1. s. 281-284.
- Smith D. 2010. Antigorite Peridotite, Metaserpentine, and other Inclusions within Diatremes on the Colorado Plateau, SW USA: Implications for the Mantle Wedge during Low-angle Subduction. *J. Petrology*. v.51. 6. p. 1355-1379
- Semenov V.Yu. 1998. Regional conductivity structures of the Earth's mantle. *Publish. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.* C-65(302). 122 p.

Semenov V.Yu., Pek J., Adam A. et al. 2008. Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica* v.56,4. p.957-981.

Shirey S., Cartigny P., Frost D. et al., 2013a. Diamonds and the Geology of Mantle. *Carbon Reviews in Mineralogy & Geochemistry* v. 75. p. 355-421.

Shirey S., Shigley J. 2013b. Recent Advances in Understanding the Geology of Diamonds. *Gems & Gemology*. v. 49, no. 4 <https://www.gia.edu/gems-gemology/WN13-advances-diamond-geology-shirey>

Shubina N., Ukhanov A., Genshaft Yu. et al. 1997. Trace and Major Elements in Peridotites beneath Northwestern Spitsbergen: a Contribution to the Problem of Mantle Heterogeneity *Geochemistry Int.* 1. p. 17 -31.

Simakov S.K. 1998. Redox state of Earth's upper mantle peridotites under the ancient cratons and its connection with diamond genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*. v.62. p.1811-1820.

Simoneit B., Kawka O., Brault M. 1988. Origin of gases and condensates in the Guaymas Basin hydrothermal system (Gulf of California). *Chemical Geology*. v. 71. no (1/3). pp.169-182,

Sleep N. 1974. Segregation of magma from a mostly crystalline mesh. *Geol. Soc. Amer. Bull.* v. 85, 8. p. 1225-1232.

Sobolev S., Zeyen H., Stoll G. et al. 1996. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central. *Earth Planet. Sci. Lett.* 139. p.147-163.

Stachel T. 2001. Diamonds from the asthenosphere and the transition zone. *Eur. J. Mineral.* v. 13. p. 883–892.

Stille H. 1924. *Grundfragen der vergleichenden tektonik*. Berlin: Gebrüder Borntraeger, 443p.

Storetvedt K. 1997. *Our evolution planet. Earth history in new perspective*. Bergen: Alma mater ferlag. 456p.

Suess E. 1892. *Das Antlitz der Erde*. Prag. Wien. Leipzig : F. Tempsky. Zweite auflag. 779s.

Sugisaki R., Mimura K. 1994. Mantle hydrocarbons: abiotic or biotic? . *Geochim. et cosmochim. Acta*. 11. p.2527-2542.

Taylor L.A., Anand M. 2004. Diamonds: time capsules from the Siberian Mantle. *Chemie der Erde*. v. 64. pp. 1–74.

Tester J., Herzog, H. 1990. *Economic Predictions for Heat Mining: A Review and Analysis of Hot Dry Rock (HDR) Geothermal Energy Technology*. MIT-EL 90-001. 180p.

Ulrike V., Jannis V., O'Reilly B. et al. 1998. The Hatton Basin and continental magrin . *J.G.R., B.* v.103, .6. p.12545-1266.

Usami, T., Mikumo, T., Shima, E. et al., 1958. Crustal structure in northern Kwanto district by explosion-seismic observations. Part II. Models of crustal structure. *Bull Earthq. Res. Inst*, v. 36, p. 349-357.

U.S. Geological Survey Albuquerque Seismological Laboratory [http://aslwwww.cr.usgs.gov/Seismic\\_Data/](http://aslwwww.cr.usgs.gov/Seismic_Data/)

Van Roermund H., Drury M. 1998. Ultra-high pressure ( $P > 6$  GPa) garnet peridotites in Western Norway: exhumation of mantle rocks from  $> 185$  km depth. *Terra Nova*. v.10, 6. p. 295–301.

Vine F., Matthews D. 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*. v.199. 4897. p. 947-949.



- Vinogradov A.P., Udintsev G.B., Dmitriev L.V. et al. 1969. The structure of the Mid-Oceanic rift zone of the Indian Ocean and its Place in the World Rift System . *Tectonophysics*. 8. p.377-401.
- Volkova N., Tarasova E., Polyanskii N. et al. 2008. High-Pressure Rocks in the Serpentine Melange of the Chara Zone, Eastern Kazakhstan: Geochemistry, Petrology, and Age. *Geochemistry Int.* 4. p. 386-401.
- Volynets O.N. 1994. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system. *Intern. Geol. Rev.* v. 36. p. 373-405.
- Walck M. 1985. The upper mantle beneath the north-east Pacific rim: a comparison with the Gulf of California. *Geop. J. R. Astr. Sos.* v. 81. p.243-276.
- Wang K. 2007. Elastic and viscoelastic models of crustal deformation in subduction earthquake cycles. - In: *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults*, NewYork: Columbia Univ. Press. p. 540–575.
- Welhan J., Grain H. 1979. Methane and hydrogen in East Pacific rise hydrothermal fluids . *Geophys. Res. Letters*. 6, 11. p.829-831.
- Wilkinson J., Le Maitre R. 1987.Upper Mantle Amphiboles and Micas and TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> Abundances and 100 Mg/(Mg+Fe<sub>2</sub>+ Ratios of Common Basalts and Andesites: Implications for Modal Mantle Metasomatism and Undepleted Mantle Compositions. *J. Petrology*. v. 28. 1. p.37-73.
- Wilks, K. R., Carter, N.L. 1990. Rheology of some continental lower crustal rocks. *Tectonophysics*, v. 182. p. 57-77.
- Xu X., O'Reilly S., Griffion W et al. 2000.Genesis of Young Lithospheric Mantle in Southeastern China: an LAM-ICPMS Trace Element Study. *J Petrology*. v.41. 1. P. 111-148.
- Yamasaki A., Hirahara K., 1996. The upper mantle P-wave velocity structure beneath the northern Japan Arc. *J. Phys. Earth*. v. 44. . 6. p. 713-728.
- Ye I., Lay T., Kanamori H et al. 2013. Energy Release of the 2013 Mw 8.3 Sea of Okhotsk Earthquake and Deep Slab Stress Heterogeneity. *Science*. v.341. p.1380-1384
- Yoshii, T., Sasaki, T., Tada, T. et al., 1974. The third Kurayoshi explosion and crustal structure in the western part of Japan. *J. Phys. Earth*, v. 22, p. 109-121.
- Zhao M., Langston C., Nyblade A. et al. 1999. Upper mantle velocity structure beneath southern Africa from modelling regional seismic data. *J.G. R.* v. 104, B3. p. 4783-4794.
- Zhao, Z., Kubota, R., Suzuki, F. et al, 1997. Crustal structure in the Southern Kanto-Tokai region derived from tomographic method for seismic explosion survey. *Jour. Phys Earth*, v. 45, p. 433-453.
- Zielhuis A., Nolet G. 1994. Shear wave velocity variations in the upper mantle beneath central Europe . *Geophys. J. Int.* v. 117. p.655-676.

