

## **Петрофизические исследования горных пород при высоких РТ-параметрах и глубинное вещественное моделирование литосферы**

В. П. Коболев, В. А. Корчин, П. А. Буртный, Е. Е. Карнаухова, М. В. Кравчук,  
И. Н. Свищук

*Институт геофизики НАН Украины, Киев*

Получено 31 марта 2010; опубликовано 5 июня 2010.

Изучение комплекса физических свойств горных пород (упруго-плотностных, теплофизических, электрических, магнитных), а также их структур при высоком давлении и температуре позволило разработать методику детальной интерпретации полевых геофизических данных и строить адекватные модели распределения минерального вещества с глубиной конкретных геологических регионов (провинций).

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** *термобарические условия; горные породы; петрофизические свойства; цилиндр-поршень*

**Ссылка:** Коболев В. П., В. А. Корчин, П. А. Буртный, Е. Е. Карнаухова, М. В. Кравчук, И. Н. Свищук (2010), Петрофизические исследования горных пород при высоких РТ-параметрах и глубинное вещественное моделирование литосферы, *Вестник ОНЗ РАН*, 2, NZ6016, doi:10.2205/2010NZ000034, 2010

Данные лабораторного изучения свойств пород в термобарических условиях различных глубин и комплексных геолого-геофизических исследований служат основой для создания общих и региональных петрофизических моделей (2D или 3D разрезов) литосферы, а также построения соответствующих карт верхних горизонтов земной коры, которые расширяют поисковые возможности полезных ископаемых. В течение почти пятидесяти лет в Отделе физических свойств вещества Земли (в настоящее время Отдел сейсмометрии и физических свойств вещества Земли; руководитель Коболев В.П.) выполняются комплексные исследования минерального вещества в условиях высокого давления и температуры. Разработаны методики накопления необходимой информации и эксплуатации соответствующего банка данных экспериментальных исследований упругих, плотностных, теплофизических, электрических, магнитных, структурных характеристик горных пород и минералов, выполненных при различных термобарических параметрах. В экстремальных условиях РТ-опытов изучено более десяти тысяч образцов при высоких гидростатических ( $P_{\max} \approx 7$  кбар), давлениях  $P_{\max} = 20$  кбар – камера системы цилиндр-поршень;  $P_{\max} = 80$  кбар – камера наковальни Бриджмена с углублением) и температурах от 400 до 1200°C. Разработана методика программного моделирования в аппаратах высокого давления термобарических условий, соответствующих их распределению с глубиной в земной коре. Образец исследуемой породы как бы “погружается” с дневной поверхности на заданную глубину. Эта методика позволила в короткий срок получить большой объем информации об изменении упруго-плотностных параметров минерального вещества с глубиной для конкретных регионов. Ниже приведена оптимальная блок-схема мелкомасштабного петрофизического глубинного структурного моделирования (Рис. 1) [Лебедев и др., 1986, 1988, 1994, 1995, 1999].

На этом варианте блок-схемы линии с одной стрелкой указывают на пути обработки, направленность и последовательность перехода информации от блока к блоку. Линии, ограниченные двумя стрелками, указывают на возможность неоднократного возврата информации при многоциклическом моделировании с использованием метода последовательных приближений [Лебедев и др., 1999]. Методика петрофизического термобарического прогнозирования вещественного состава литосферы выбранной геологической провинции включает в себя детальный анализ геолого-геофизической информации исследуемого региона, отбор оптимальной коллекции образцов на изучаемой площади, их сортировку, составление РТ-программ исследования, изучение образцов пород при различных давлениях и температурах (в том числе по программам), статистическую обработку полученных материалов. Далее данные экспериментальных исследований  $V_p, V_s, \rho = f(PT) = f(H)$  на первом этапе сопоставляются

с геофизическими материалами (в первую очередь ГСЗ, а затем гравиметрии). На основании сопоставления строятся первичные модели распределения поверхностных аналогов пород с глубиной вдоль выбранного профиля ГСЗ. Вещественная модель (для которой строится зависимости  $\rho=f(H)$ ) согласовывается с гравиметрическими данными и тектоникой отдельных блоков и массивов региона. Далее построенная вещественная модель наполняется информацией о распределении с глубиной теплофизических, электрических и магнитных параметров соответствующих пород и, если возможно, определяется совпадение построенных геотермических, геоэлектрических и геомагнитных моделей с полевыми наблюдаемыми геофизическими полями. Примером применения нашего метода является петрофизическое моделирование в районе участка геотраверса VI (Днестровско-Бугский район), приведенное ниже.

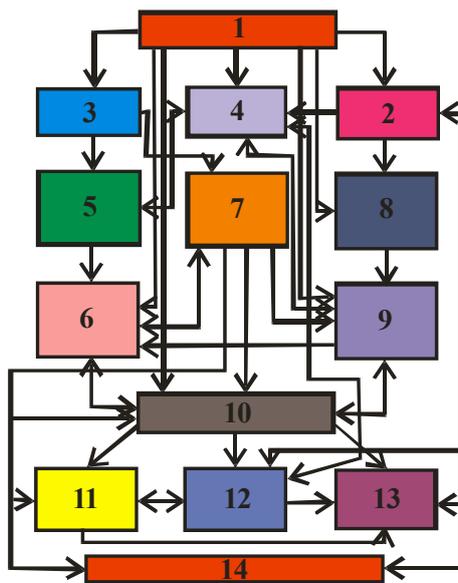


Рис. 1. Блок-схема мелкомасштабного петроскоростного глубинного структурного моделирования. 1) изучение структурно-тектонических особенностей региона; выделение основных групп пород, формирующих геологическую среду; последующее ее расчленение на отдельные блоки; 2) анализ априорной геолого-геофизической информации, с учетом данных о глубинной термодинамической обстановке; 3) отбор коллекции образцов пород изучаемого региона, включая возможные глубинные аналоги (на основании информации блоков 1, 2); 4) составление вариантов программ экспериментального изучения на основании прогнозирования распределения с глубиной  $P$  и  $T$  (по материалам геотермии и гравиметрии) и их последующее использование при экспериментальных исследованиях образцов горных пород в аппаратах высокого давления-температуры; 5) изучение в различных термобарических условиях упругих и плотностных параметров по образцам коллекций пород; 6) статистическая обработка и анализ результатов лабораторных опытов; 7) комплексная обработка петрологической информации и экспериментальных данных; поиск корреляционных зависимостей между соответствующими параметрами; составление рабочих палеток или таблиц; 8) анализ материалов полевых геофизических наблюдений (прежде всего ГСЗ); построение скоростных разрезов по блокам и слоям вдоль соответствующего профиля; 9) сопоставление результатов лабораторных петроскоростных РТ-исследований с сейсмической информацией; комплексная первичная интерпретация; 10) построение литологической модели возможного распределения с глубиной поверхностных аналогов глубинных пород на основании системного анализа соответствующей информации (блоки 1, 2, 6, 7 и 9); 11) реконструкция на основании литологической модели (блок 10) петроскоростных разрезов ( $V_p$ ,  $V_s$ ) по экспериментальным данным (блоки 6, 7); 12) построение плотностного разреза с последующей циклической корреляцией аномалий гравитационного поля со скоростным и вещественным разрезами; 13) создание и анализ моделей распределения с глубиной упруго-прочностных характеристик (модули Юнга и сдвига, коэффициент Пуассона, сжимаемость и др.) минерального вещества по отдельным блокам; сопоставление с первичной геофизической информацией; 14) построение комплексных петроскоростных разрезов, в основу которых положены данные экспериментальных РТ-исследований и информация, накопленная в блоках 10-13 [Лебедев и др., 1999].

Упруго-плотностные свойства. Были изучены скорости распространения продольных и поперечных упругих волн с погрешностью  $\pm 20$  м/с (в атмосферных и гидростатических условиях опытов (Рис. 2)) и  $\pm 1 \div 2\%$  при РТ (система камеры цилиндр-поршень).

Зависимости  $V_p, V_s = f(PT) = f(H)$  имеют сложный характер с выделением зоны аномального поведения в виде областей с  $\partial V_p / \partial H < 0$  (зоны инверсии скоростей) (Рис. 3). Эти зоны «низких скоростей» как правило проявляются при РТ условиях опыта, соответствующих глубинам 7-15 км. При РТ-параметрах более глубоких горизонтов упруго-плотностные характеристики пород возрастают, причем более интенсивно, чем обнаруженные лишь при одном гидростатическом давлении ( $T \approx 25^\circ\text{C}$ ) (Рис. 2). Детальные комплексные структурные исследования образцов пород дают право полагать, что обнаруженная зона «низких скоростей» является результатом обратимого термобарического микроструктурного разуплотнения минерального вещества [Korchin et al., 2005, 2006].

В ходе исследований в атмосферных условиях была выявлена дифференциация пород Украинского щита по минеральному составу, которая сохраняется при воздействии высокого гидростатического давления и нормальной температуре, а также и при воздействии на породы высоких давлений и температур (Рис. 2, 3). Однако в результате статистической обработки физпараметров коллекции исследуемых образцов обнаружена слабая зависимость изменения упругих характеристик пород в программных РТ-условиях от минерального состава [Korchin et al., 2005, 2006].

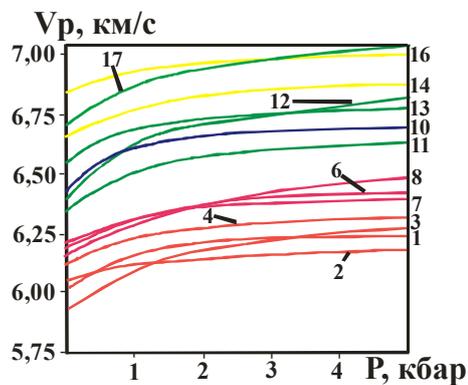


Рис. 2

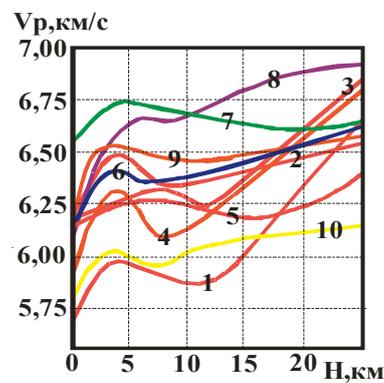


Рис. 3

Рис. 2. Изменение  $V_p$  в условиях высокого гидростатического давления: 1-4 – чарнокиты, 5-8 – плагиочарнокиты, 9-10 – эндебиты, 11-13 – основные гранулиты, 14-16 – гнейсы, 17-19 – габбро-нориты.

Рис. 3. Изменение  $V_{p,s} = f(PT) = f(H)$  с глубиной: 1 – граниты равномернозернистые, 2 – граниты порфиroidные, 3 – граниты рапакиви, 4 – плагиограниты, 5 – граниты трахитоидные, 6 – средние породы, 7 – основные породы, 8 – ультраосновные породы, 9 – чарнокитоиды, 10 – гнейсы.

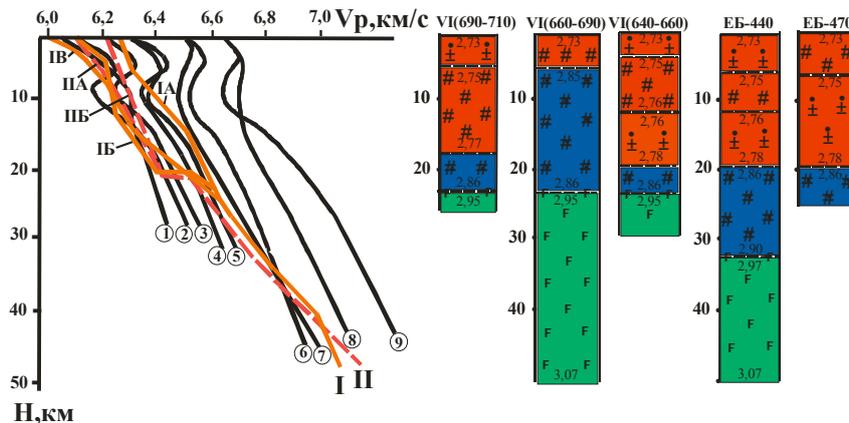
Приведем пример петрофизического термобарического моделирования. Для исследований был выбран Днестровско-Бугский район (участок геотраверса VI (ПК 600-750)), который занимает крайнюю юго-западную часть Украинского щита и представляет собой «гранулитовую дугу», в пределах которой развиты наиболее древние высокометаморфизованные породы [Korchin и др., 2007]. В состав исследуемых пород вошли чарнокитоиды, гнейсы днестровско-бугской серии и представители комплекса основных и ультраосновных пород. Среди пород гранулитового комплекса этого района УЩ по соотношению между процентным содержанием плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца, а также процентного содержания темноцветных минералов (в частности пироксена) и основности плагиоклаза было выделено четыре петрофизических группы: чарнокиты, плагиочарнокиты, эндебиты, «основные гранулиты».

Наибольшими значениями скоростей продольных волн и плотности при исследованиях в атмосферных условиях характеризуются представители комплекса основных пород (габбро-нориты, габбро-амфиболиты) –  $V_p = 6,73-6,93$  км/с,  $\rho = 3,07-3,18$  г/см<sup>3</sup>, а также метаморфические образования (пироксеновые гнейсы) –  $V_p = 6,42-6,86$  км/с,  $\rho = 2,96-3,08$  г/см<sup>3</sup>. Для чарнокитоидов характерен широкий диапазон значений скорости упругих волн (5,85-6,67 км/с) и плотности (2,65-2,95 г/см<sup>3</sup>). Наиболее представительные образцы исследуемой в атмосферных условиях

коллекции пород, были далее изучены при высоком гидростатическом давлении, а также в программных РТ-условиях опытов по приведенной выше методике. Полученные данные были сопоставлены с материалами глубинного сейсмического зондирования и гравиметрии данного района с учетом его поверхностной геологии.

По данным сейсмического зондирования были построены графики изменения с глубиной скоростей сейсмических волн в земной коре рассматриваемого участка VI профиля ГСЗ. Эти данные сопоставлялись с программными РТ изменениями скорости упругих продольных волн в породах, характерных для выделенных ранее петрофизических групп района исследований, тем самым определялась возможность развития на глубину тех или иных их аналогов. Материалы такого сопоставления представлены на Рис. 4.

В результате петрофизического термодинамического моделирования установлена сейсмическая неоднородность коры в верхней ее части до глубин 20-25км, которая отождествляется с развитием здесь чарнокитов, плагиочарнокитов, чудново-бердичевских гранитов.



**Рис. 4.** Графики изменения с глубиной скоростей сейсмических волн, экспериментальных кривых  $V_p=f(PT)=f(H)$  и прогнозные литологические колонки распределения горных пород в земной коре Подольского блока. Изменение сейсмических скоростей по данным ГСЗ: I- вдоль геотраверса VI: ПК 660-690 (1А), 640-660 (1Б), 690-710 ((1В) ; II - ЕВРОБРИДЖ-97: ПК 440 (2А) и 470(2Б). Цифры в кружках: экспериментально полученные значения  $V_p=f(PT)=f(H)$  для пород: 1-чудново-бердичевские граниты, 2,3 – чарнокиты, плагиочарнокиты, 4,5 – эндербиты, 6,7 – основные гранулиты;8 – габбро-нориты; 9 – пироксеновые гнейсы.

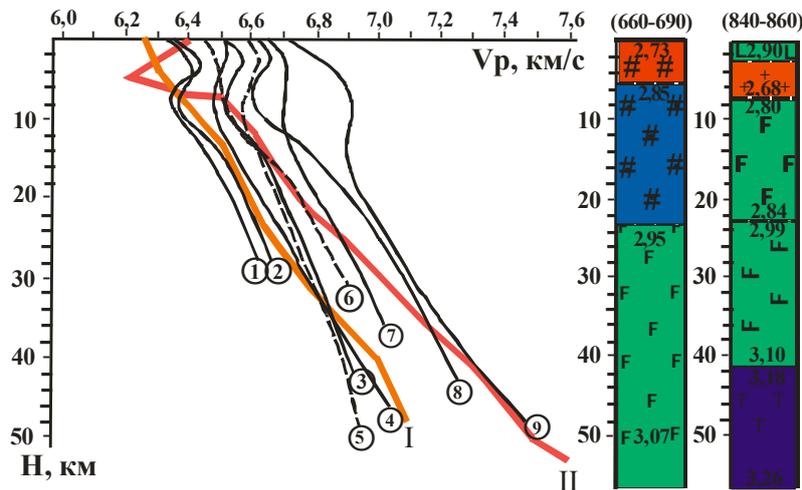
В нижних горизонтах отмечается стабильный минеральный состав пород, которые представлены эндербитами и «основными гранулитами». Последние обнажаются на поверхности фундамента в виде отдельных купольных структур. Низкоскоростные параметры нижних горизонтов коры, в частности, Подольского блока указывают на отсутствие в данной древней структуре пород основного-ультраосновного состава, типа габбро-норитов, пироксенитов, двупироксеновых гнейсов, которые иногда могут присутствовать в виде маломощных линз и прослоев.

При интерпретации скоростного разреза вдоль геотрансекта ЕВРОБРИДЖ-97 было высказано предположение о повышенном содержании в коре Подольского блока мантийных пород. В связи с этим нами проведено сопоставление материалов петрофизического моделирования коры отдельных участков вдоль геотраверса VI и ЕВРОБРИДЖ-97. По данным ГСЗ в разрезе коры вдоль VI геотраверса выявлены два участка с аномально высокими скоростями сейсмических волн, расположенные в районах Осницкого блока и Среднего Побужья. Материалы петрофизического моделирования в пределах указанных блоков, основанные на сопоставлении экспериментального изучения упругих параметров горных пород и сейсмических данных [Корчин и др., 1999, 2006, 2007], показали, что сейсмическим скоростям здесь соответствуют скорости продольных волн для пород основного-ультраосновного состава (габбро-нориты, пироксениты), которые могут иметь мантийное происхождение.

Прогнозный состав коры Подольского и Осницкого блоков представлен на Рис. 5. Как видно из Рисунка, существует значительное различие в скоростных параметрах коры (особенно ниже

8 км) рассматриваемых блоков, что, в первую очередь можно объяснить различием в составе слагающих их пород. Нижние горизонты коры Подольского блока сложены, в основном, древним гранулитовым комплексом, в то время как в коре Осницкого и аналогичного с ним Побужского блоков преобладают породы основного-ультраосновного состава, внедрившиеся из верхней мантии.

Таким образом, петрофизическое термодинамическое моделирование позволило по-новому и более детально интерпретировать материалы ГСЗ и построить глубинные петрофизические модели земной коры Днестрово-Бугского района УЩ [Лебедев и др., 1986, 1988, 1994, 1995, 1999Б 2006, 2007; Korchin et al., 2005, 2006].



**Рис. 5.** Графики изменения с глубиной скоростей сейсмических волн, экспериментальных кривых  $V_p=f(PT)=f(H)$  и литологические колонки распределения горных пород в земной коре Подольского и Осницкого блоков: 1- граниты чудново-бердичевские, 2- чарнокиты, плагиочарнокиты, 3- эндербиты, 4-основные гранулиты, 5-граниты кировоградско-житомирского комплекса, 6- габбро, 7- анортозиты, 8- габбро-нориты, 9- пироксениты; I – изменение скорости сейсмических волн в земной коре Подольского (I) и Осницкого (II) блоков.

Теплофизические свойства. Систематически изучаются температурные и барические зависимости коэффициента теплопроводности наиболее представительных пород Украинского щита с целью прогнозной оценки его изменений до глубины порядка 25км методом расчета суммарного эффекта раздельного воздействия температуры и давления. Теплопроводность при высокой (до  $350^{\circ}\text{C}$ ) температуре изучалась на стандартном приборе типа ИТ- $\lambda$ -400, принцип работы которого основан на методе динамического  $\lambda$ -калориметра. Использовались образцы цилиндрической формы диаметром 15 и высотой порядка 3,5мм. Воздействие высокого (до 0,7ГПа) давления на характер изменения теплофизических параметров пород исследовалось на аналогичных образцах и комплексе специальной аппаратуры, созданных в Отделе сейсмологии и физических свойств вещества Земли ИГ НАН Украины. Реализовался метод, основанный на теории регулярного теплового режима 3-го рода. Погрешность измерений обоих методов не превышала 10% [Лебедев и др., 1986, 1988].

Ниже представлены усредненные температурные и барические зависимости коэффициента теплопроводности гранитоидов, приведенные к уровню среднего начального значения при нормальных условиях измерений (комнатная температура и атмосферное давление) по каждой из разновидностей пород (Рис. 6, а,б).

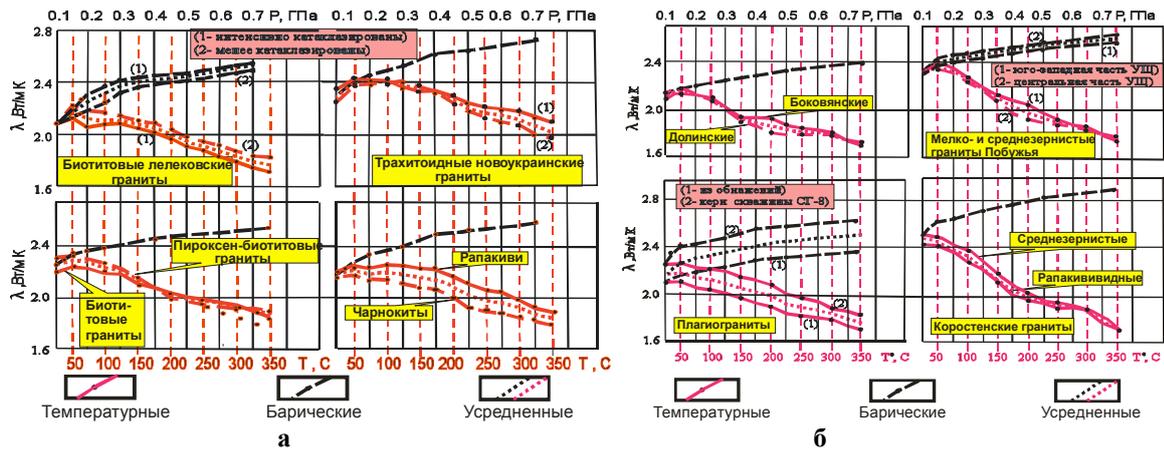


Рис. 6. Термобарические зависимости коэффициента теплопроводности ( $\lambda$ ) гранитов: а – центральной части Украинского щита, б – различных районов Украинского щита.

Близкие по начальной величине коэффициента теплопроводности и характеру его температурной и барической зависимостей все породы были объединены в три группы (Рис. 6): I – лелюковские граниты, граниты рапакиви, чарнокиты, боковянские граниты, долинские граниты и плагιοграниты ( $\lambda_{\text{ср.}}=2,13\text{Вт/м}\cdot\text{К}$ ), II – граниты новоукраинские, биотитовые, пироксен-биотитовые, мелко- и среднезернистые ( $\lambda_{\text{ср.}}=2,28\text{Вт/м}\cdot\text{К}$ ), III – граниты кировоградские, коростенские и чудново-бердичевские ( $\lambda_{\text{ср.}}=2,50\text{Вт/м}\cdot\text{К}$ ). По характеру барических зависимостей они сходны между собой, в то же время их температурные зависимости более контрастны, причем, чем больше начальная величина  $\lambda$ , тем больше температурный градиент его уменьшения.

На основании полученных зависимостей выполнена прогнозная оценка изменений начальной величины коэффициента теплопроводности каждой группы пород для двух регионов УЩ: центрального, более “теплого”, и северо- и юго-западных (Рис. 7). Значения гидростатического давления на соответствующих глубинах рассчитывались по данным о средней плотности пород с учетом геологического строения структур.

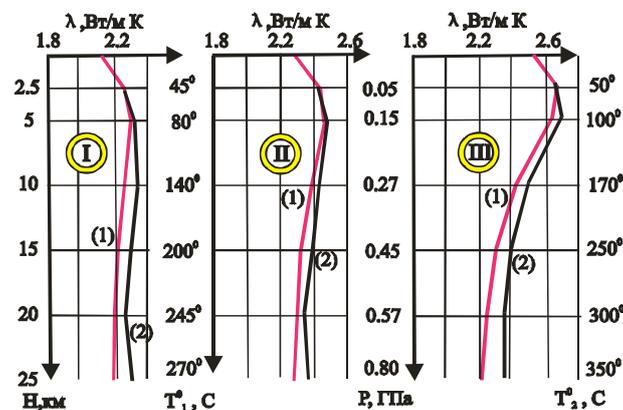


Рис. 7. Прогнозные изменения значений коэффициента теплопроводности с глубиной для отдельных групп гранитоидов для центрального (1), северо-западного и юго-западного (2) регионов УЩ.

При этом вычислялись поправки к начальной величине теплопроводности, обусловленные раздельным влиянием давления ( $\Delta\lambda_p$ ), температуры ( $\Delta\lambda_T$ ), а также их суммарный эффект. В результате получены значения теплопроводности ( $\lambda_H$ ) для конкретных глубин. Различие в характере зависимостей  $\lambda=f(H)$  для разных частей щита не превышает 7% на максимальной глубине. Для всех групп пород характерен примерно одинаковый (7-8%) рост теплопроводности до глубины порядка 5 км. С увеличением глубины наблюдается в целом ее уменьшение с различным средним градиентом для каждой из групп. Так, для I-й группы пород она почти не изменяется или незначительно (примерно на 5%) уменьшается, при этом не достигая начальной величины, для II-й группы – уменьшается до начальной или несколько

большей величины, для III-й – это изменение (с максимальным средним градиентом в интервале 5-15 км) более значительно – на 7-13% меньше начальной величины.

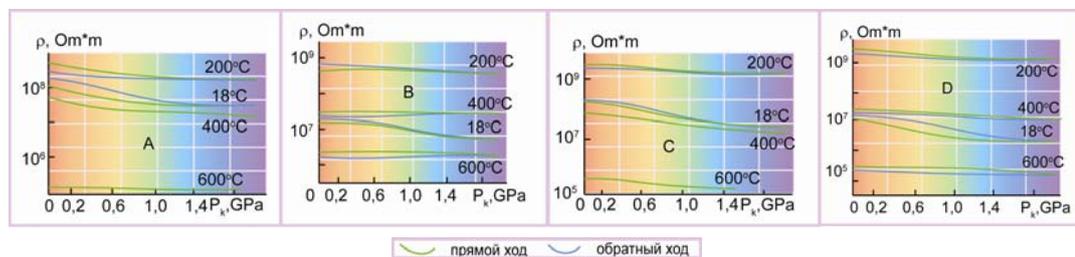
Таким образом, до глубины порядка 5 км преобладает влияние давления, происходит уплотнение породы за счет закрытия пор и микротрещин, улучшение тепловых контактов между зернами минералов, чем и обусловлено некоторое увеличение теплопроводности. С увеличением глубины начинает преобладать влияние температуры, что и приводит к ее уменьшению. При одновременном воздействии давления и температуры в реальных условиях эти процессы, вероятно, более сложные, однако в первом приближении полученные результаты расчетов дают представление о возможном характере изменения коэффициента теплопроводности исследуемых пород с глубиной и его учете при построении тепловых моделей. При определенных соотношениях в модели Р и Т параметров, возможно, на зависимостях  $\lambda=f(H)$  будет просматриваться зона «низкой теплопроводности». Теоретически мы показали, что это возможно.

Электрические свойства. Анализируя предполагаемые изменения электрических параметров пород с глубиной были определены следующие основные факторы, влияющие на эти свойства: термобарические условия, флюидонасыщенность, минеральный состав и возможные его изменения при значительных РТ. Учитывая это, разрабатывались соответствующие методики измерения электрических характеристик минерального вещества от давления и температуры. Установка для исследований – типа цилиндр-поршень ( $P_{max}=15$  кбар и  $T_{max}=600^{\circ}C$ ), образец размером  $S=1\text{см}^3$ ,  $h=2-5$  мм. Измеряются электрическое сопротивление ( $\rho$ ) на постоянном токе и переменном (1кГц), а также диэлектрическая проницаемость ( $\epsilon$ ).

По результатам экспериментальных исследований электрических свойств горных пород Украинского щита наиболее высокоомными с наименьшей диэлектрической проницаемостью в сухом состоянии являются породы кислого состава. При увеличении степени основности пород фиксируется уменьшение электрического сопротивления ( $\rho$ ) и увеличение относительной диэлектрической проницаемости ( $\epsilon$ ). Наиболее электропроводящими являются железистые кварциты и углистые сланцы. Они отмечаются максимальными величинами диэлектрической проницаемости. Промежуточное положение занимают основные и ультраосновные породы. Наиболее информативным петроэлектрическим параметром является низкочастотная диэлектрическая проницаемость ( $\epsilon$ ).

Полученные температурные (до  $1200^{\circ}C$ ) и температурно-временные зависимости  $\rho$  и  $\epsilon$  позволили выявить основные факторы, определяющие степень их изменений в температурном поле. Установлено, что градиент изменений электросопротивления и диэлектрической проницаемости зависит от типа породы, температурного диапазона, необратимых физико-химических превращений и фазового состояния минерального вещества. Увеличение температуры снижает степень дифференцированности пород по электросопротивлению и увеличивает по диэлектрической проницаемости.

Электросопротивление всех кристаллических пород в сухом и воздушно-сухом состоянии уменьшается при росте  $P_k$  до 2,0-4,0 гПа (Рис. 8). В условиях высокого квазигидростатического давления сохраняется температурная экспоненциальная зависимость  $\rho$ .



**Рис. 8** Зависимости электрического сопротивления от давления при высокой температуре для сухих и воздушно-сухих образцов: А-мигматит; В-гранодиорит; С, D-граниты. Прямой ход – увеличение давления; обратный ход- уменьшение.

Для создания геоэлектрических моделей и более адекватного глубинным условиям геоэлектрического моделирования была выполнена серия опытов при одновременном увеличении Р и Т, моделирующих характер глубинных изменений этих параметров (Рис. 9).

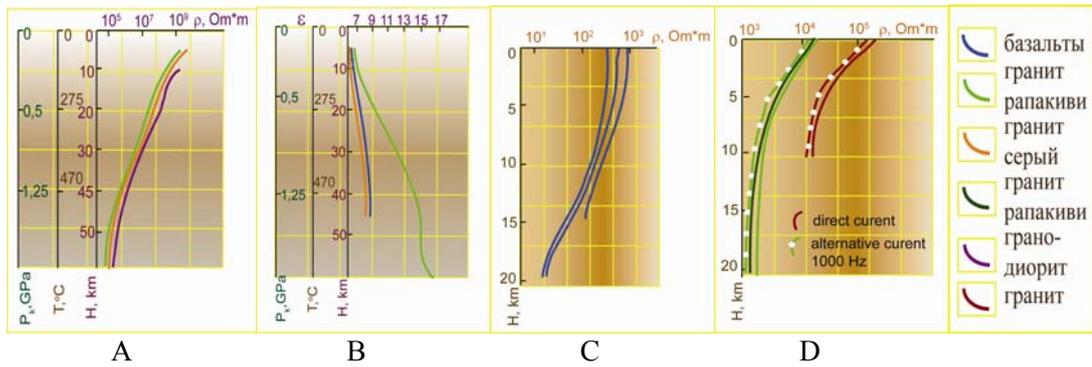


Рис. 9 Изменения с глубиной электрического сопротивления (А) и диэлектрической проницаемости (В) сухих пород кировоградско-житомирского комплекса и глубинные изменения электрического сопротивления образцов базальтов, насыщенных морской водой (С) и гранитоидов, насыщенных дистиллированной водой (D).

Более интенсивные изменения  $\rho$  установлены для сухих пород. Анализ созданного на основе лабораторных исследований электрических свойств кристаллических пород геоэлектрического разреза докембрийского щита позволил предложить гипотезу о природе аномалий электропроводности в земной коре. Источники многих аномалий, наблюдаемых на поверхности, находятся на больших глубинах в условиях высоких давлений и температур [Гордиенко, 2001; Waff, 1974]. Согласно многочисленным данным глубинных электромагнитных исследований разных регионов, в земной коре и в верхней мантии присутствуют аномалии электропроводности ( $\sigma$ ), которые залегают на разных глубинах как в земной коре, так и в верхней мантии [Ваньян, 1998; Ваньян и Кузнецов, 1999; Ваньян и др., 2000; Кулик и др., 1984; Гордиенко и Гордиенко, 2000; Мороз, 1988]. Для объяснения природы таких аномалий в земной коре с низким температурным градиентом, где отсутствует частичное плавление, используются две различные гипотезы. В соответствии с первой повышение  $\sigma$  в земной коре может быть обусловлено наличием пород с низким электрическим сопротивлением (графитизированные сланцы и гнейсы, антигоритовые серпентиниты, железистые кварциты, породы с большим количеством сульфидных минералов) [Гордиенко и Гордиенко, 2000; Жамалетдинов и Семенов, 1984; Jodicke, 1992; Glover and Vine, 1992]. Основной тип их электропроводности — электронный. Наличие зон повышенной проницаемости и трещиноватости в коре и соответственно их высокой обводненности также может быть причиной аномалий этого параметра [Мороз, 1988; Mather et al., 1995; Frost and Bucher, 1994; Киссин, 1996]. В таких зонах превалирует ионная электропроводность флюидов.

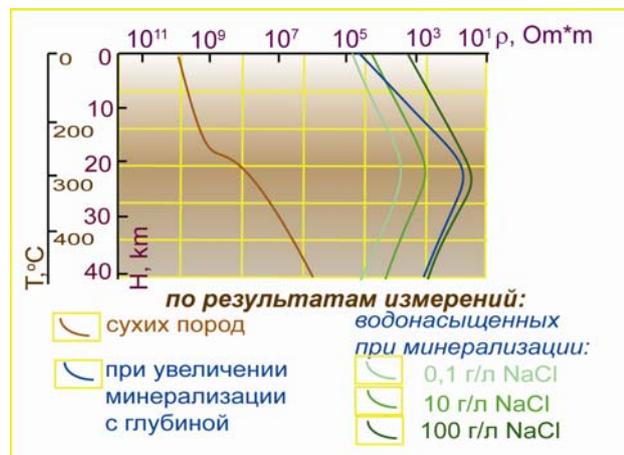


Рис. 10. Геоэлектрическая модель древних щитов.

В связи с этим определенное внимание уделялось исследованию  $\sigma$  коровых флюидов в различных термобарических условиях [Frost and Bucher, 1994; Куссин, 1996]. В районах с высоким температурным градиентом, где на определённых глубинах возможно плавление минерального вещества, аномалии электропроводности обусловлены высокими электропроводящими свойствами расплавов [Marshall, 1968; Nesbit, 1993; Schwarz, 1990; *Геоэлектрическая...*, 1998].

На основе анализа  $PT$ -петрофизических данных и общепринятых геологических моделей создана синтезированная геоэлектрическая модель земной коры континентального типа (Украинский щит) (Рис. 10).

Предложенная гипотеза о природе аномалий электропроводности в земной коре щитов дополняет существующие взгляды на эту проблему. Минимальные значения электрического сопротивления в зонах аномалий могут быть достигнуты под влиянием температуры и больших значений минерализации глубинных флюидов, что обуславливает его плавные изменения  $\rho$  в пределах земной коры континентального типа [Шенель и Кравчук, 2007].

Очень вероятно, что в пределах первых 20—30 км происходит уменьшение  $\rho$  под влиянием температуры и минерализации. Минимальные значения на глубинах в несколько десятков километров будут определяться, в основном, величиной минерализации. Учитывая максимально возможную минерализацию, можно считать, что  $\rho$  будет составлять несколько десятков Ом·м. При дальнейшем росте глубин (более 20—30 км) в составе флюидов будет изменяться соотношение жидкой и газовой компоненты: жидкая будет уменьшаться, а газовая — увеличиваться. С электрической точки зрения будет происходить обезвоживание пород, так как газ — это диэлектрик, а минерализованная вода — полупроводник. При температурах выше критических весь флюид будет представлен газовой составляющей и породы будут находиться в состоянии аналогичном сухому состоянию на поверхности. Таким образом, в интервале глубин примерно 20—45 км будут происходить два процесса, которые по-разному воздействуют на характер  $\rho(H)$ . С одной стороны, увеличение  $T$  уменьшает  $\rho$  твердого скелета пород и двухфазной системы (порода-флюид), с другой — уменьшение количества воды увеличивает их  $\rho$ . Суммарный эффект будет зависеть от интенсивности того или иного процесса. Если будет преобладать второй, получаем рост электрической проводимости в интервале глубин 20—40 км и соответственно минимум в зависимости  $\rho(H)$ , который можно отождествлять с аномалией электропроводности. В случае преобладания первого процесса имеем дальнейшее снижение или неизменность  $\rho$  вплоть до полного совпадения сухих и влажных кривых. Поэтому минимума и соответственно аномалии не будет.

Геохимическая природа описанных глубинных изменений  $\rho$  обусловлена дегазацией нижней мантии (вероятно внешнего ядра Земли) и потоком восстановленных газов, мигрирующих снизу вверх. Главным компонентом газа глубинного происхождения — водород, который в процессе подъема в верхнюю мантию и земную кору постепенно окисляется до газообразного  $H_2O$ , который, в свою очередь, после снижения температуры ниже критической превращается в жидкую фазу, уменьшая  $\rho$ . Изложенная гипотеза дополняет существующие представления по этой проблеме.

Все глубинные модели литосферы (вещественно-структурные, плотностные, геотермические, геоэлектрические) были построены по разработанной в Отделе методике.

## Литература

- Азаров М. Я., В. В. Белявский, М. Н. Бердичевский и др. (1998), *Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского пояса и сопредельных территорий*, Знання, Киев.
- Ваньян Л. Л. (1998), *Электромагнитные зондирования*, Научный мир, Москва.
- Ваньян Л. Л., И. В. Егоров, Н. А. Пальшин (2000), Пленочная аппроксимация при моделировании электрического поля, индуцированного циркуляцией в океанах, *Физика земли*, № 9, 110—112.
- Ваньян Л. Л., В. А. Кузнецов (1999), Проводящий слой в земной коре центральной Финляндии: миф или реальность, *Физика Земли*, № 3, 65—70.
- Гордиенко В. В. (2001), Природа коровых и мантийных проводников, *Геофиз. журн.*, 23, № 1, 29—39.

- Гордиенко В. В., И. В. Гордиенко (2000), Природа коровой Кировоградской аномалии электропроводности, *Физика Земли*, № 1, 98—110.
- Жамалетдинов А. А., А. С. Семенов (1984), Электроннопроводящие породы кристаллического фундамента — объект глубинных геоэлектрических зондирований, *Коровые аномалии электропроводности*. Наука, Ленинград, 8—21.
- Киссин И. Г. (1996), Флюидонасыщенность земной коры, электропроводность, сейсмичность, *Физика Земли*, № 4, 30—40.
- Коболев В. П., И. Н. Свищук, В. И. Шаповал, Е. Е. Карнаухова (2007), Теплопроводность гранитоидов Украинского щита в термобарических условиях верхних слоев литосферы, *Геофизический журнал*, 29, №3, 37-48.
- Корчин В. А., П. А. Буртний, Е. Е. Карнаухова (2007), Породы гранулитового комплекса: их упругие параметры и прогноз распространения в земной коре Украинского щита, *Геофизический журнал*, 29, №3, 99—109.
- Кулик С. Н., И. М. Логвинов, В. В. Гордиенко (1984), Коровые проводники Европы, *Коровые аномалии электропроводности*, Наука, Ленинград, 41—49.
- Лебедев Т. С., В. А. Корчин, П. А. Буртний (1994), Петроскоростные модели земной коры района Южно-Украинской АЭС и некоторых смежных территорий, *Геофизический журнал* 16, № 3, 24—38.
- Лебедев Т. С., В. А. Корчин, П. А. Буртний (1999), Глубинное петроскоростное моделирование земной коры Среднего Побужья (Украина), *Геофизический журнал*, 21, №1, 64—84.
- Лебедев Т. С., В. А. Корчин, П. А. Буртний, Г. Н. Корнейчик, И. Н. Панкратов, К. И. Николенко, А. И. Корниенко (1995), Петроскоростные модели земной коры центральной части Украинского щита. Ч. 1—3, *Геофизический журнал*, 17, №4, 13—22, №5, 30—37; №6, 14—21.
- Лебедев Т. С., В. А. Корчин, Б. Я. Савенко, В. И. Шаповал, С. И. Шепель (1986), *Физические свойства минерального вещества в термобарических условиях литосферы*, Наук. Думка, Киев.
- Лебедев Т.С., В. А. Корчин, Б. Я. Савенко, В. И. Шаповал, С. И. Шепель, П. А. Буртний (1988), *Петрофизические исследования при высоких РТ-параметрах и их геофизические приложения*, Наук. думка, Киев.
- Лебедев Т.С., В. И. Шаповал, И. Н. Свищук (2003), Влияние температуры и давления на изменение теплофизических свойств некоторых горных пород северо-западной части Украинского щита, *Геофизический журнал*, 25, №4, 76-82.
- Мороз Ю. Ф. (1988), Обобщенный глубинный геоэлектрический разрез Камчатки, *Астеносфера по комплексу геофизических методов*, Наук. думка, Киев, 63—72.
- Шепель С. И., М. В. Кравчук (2007), Глубинные изменения электрических параметров кристаллических пород и природа аномалий электропроводности в земной коре, *Геофизический журнал*, 29, №3, 67-77.
- Frost B. R., K. Bucher (1994), Is water responsible for geophysical anomalies in the deep continental crust? A petrological perspective, *Tectonophysics*, 231, 293—309.
- Glover P., F. Vine (1992), Electrical conductivity of carbon-bearing granulite at raised temperatures and pressures, *Nature*, 360, 723—726.
- Korchin V. A., P. A. Burtnyi, E. E. Karnaukhova (2005), Regional deep petrovelocity modeling of the crust according to the data of РТ-experiments, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 8, Suppl.1., 557—560.
- Korchin V. A., P. A. Burtnyi, E. E. Karnaukhova (2006). Thermobaric Petrostructural Modelling of the Earth's Crust and the Nature of some Seismic Boundaries, *12 International Symposium on Deep Structure of the Continents and their Margins*. September 24-29, Shonan Village Centre, Hayama, Japan, IМС-P05.
- Корчин В. О., П. О. Буртний, Карнаухова О. Є. (2006), Зв'язок термобаричної зони низьких сейсмічних швидкостей у земній корі з глибинними геологічними процесами, *Зб. наук. праць: «Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання»*, ВПЦ «Київський університет», 99—103.
- Jodicke H. (1992), Water and graphite in the earth's crust — an approach to interpretation of conductivity models, *Surv. Geophys.*, 13, 381—407.
- Marshall W. L. (1968), Conductances and equilibria of aqueous electrolytes over extreme ranges of temperature and pressure, *Rev. Pure Appl. Chem.*, 18, № 5, 167—186.

- Mather E. A., A. G. Duba, C. L. Peach, A. Leger, T. J. Shankland, G. Plafker (1995), Electrical conductivity and carbon in metamorphic rocks of the Yukon-Ianana terrane, Alaska, *J. Geophys. Res.*, 100, 10187—10196.
- Nesbit B. N. (1993), Electrical resistivity of crustal fluids, *J. Geophys. Res.*, 98, № B3, 4301—4310.
- Schwarz G. (1990), Electrical conductivity of the Earth's crust and upper mantle, *Surv. Geophys.*, 11, 133—161.
- Waff H. S. (1974), Theoretical considerations of electrical conductivity in a partially molten mantle and implications for geothermometry, *J. Geophys. Res.*, 79, 4003—4010.

В. П. КОБОЛЕВ, В. А. КОРЧИН, П. А. БУРТНЫЙ, Е. Е. КАРНАУХОВА, М. В. КРАВЧУК,  
И. Н. СВИЩУК Институт геофизики НАН Украины; г. Киев-142, пр. Палладина, 32, Украина  
03680; тел.: +380(44)424-28-44, факс: +380(44)450-25-20, e-mail: [korchin@igph.kiev.ua](mailto:korchin@igph.kiev.ua)