

Геоэлектрическое строение отдельных блоков Центральной Карелии по данным МТ зондирований

*М.В. Череватова, С.А. Вагин, тел. (812)4284626, факс (812)4287240,
Maria.Cherevatova@gmail.com, stvagin@gmail.com*

СПбГУ, физический факультет, кафедра Физики Земли, Санкт-Петербург, Россия

В работе представлена краткая характеристика Восточной части Балтийского щита. На основе имеющегося материала был выполнен предварительный анализ магнитотеллурических (МТ) данных. Также приведено описание метода псевдообращения (SVD) МТ данных для одномерного (1D) и двумерного (2D) случаев, разработанных авторами. Этот алгоритм был использован для получения геоэлектрического разреза на двух профилях, пересекающих Центрально-Карельский и Беломорский мегаблоки.

Фенноскандинавский (Балтийский) Щит – выход докембрийского фундамента в северо-западной части Восточно-Европейской платформы. Сложен породами архея и нижнего протерозоя (гнейсы, кристаллические сланцы и др.). Охватывает почти всю территорию Скандинавии, Карелии, Кольского п-ова. К России относятся восточная часть Фенноскандинавского щита – территории Мурманской области и Карелии. Северную часть рассматриваемой территории занимает Кольский мегаблок - I, центральную часть занимает относительно устойчивый в течение всей докембрийской истории крупный участок земной коры, который назван Карельским кратоном - III, с северо-востока к нему примыкает линейный Беломорский складчатый пояс - II, а с юго-запада обширная Свекофеннская складчатая область – IV (рис. 1) [1].

В настоящее время глубинными геоэлектрическими исследованиями охвачено большинство основных геологических объектов региона [2]. Более 20 лет сотрудники СПбГУ проводят магнитотеллурические зондирования в расширенном интервале периодов (10^{-3} – 10^4 сек.) в восточной части Балтийского щита с целью изучения строения коры и верхней мантии этого региона. Пункты исследования сосредоточены вдоль профилей Териберка – Ковдор – Суоярви, Суоярви – Выборг (ЛАДОГА), SVEKA [3], [4]. Благодаря международному эксперименту BEAR реализовалась еще одна возможность исследования распределения сопротивления на большой глубине, используя не только «продольные» значения импеданса, но и фазы импеданса.

Прежде чем представить результаты двумерной интерпретации, опишем алгоритм решения 1D и 2D обратных задач. В настоящее время многие геофизики проявляют интерес к методу псевдообращения в магнитотеллурических исследованиях, или, как его называют, методу SVD (Singular Value Decomposition), это например, работы для 1D инверсии [5], [6], [7]. Однако, традиционно для устойчивости решения при разложении матрицы чувствительности отбрасываются малые сингулярные числа (truncated method). В предлагаемом алгоритме малые сингулярные числа не отбрасываются, а в качестве регуляризации использована классическая схема [8].

Запишем нелинейную обратную задачу в виде операторного уравнения

$$\Phi(\mathbf{m}) = \mathbf{d}, \quad (0)$$

где Φ — нелинейный оператор прямой задачи, \mathbf{m} — вектор модельных параметров, \mathbf{d} — вектор данных:

$$\mathbf{d} = [d_1, d_2, \dots, d_N]^T, \quad (1)$$

$$\mathbf{m} = [m_1, m_2, \dots, m_K]^T.$$

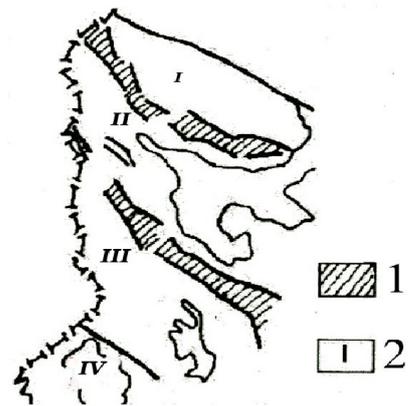


Рис. 1. Геологическая структура Восточной части Балтийского щита:

1 – зоны разломов; 2 – мегаблоки: I – Кольский мегаблок, II – Беломорский складчатый пояс, III – Карельский кратон, IV – Свекофеннская складчатая область.

Пусть $\mathbf{m}^{(0)}$ начальное приближение, тогда, линеаризируя задачу, мы получим связь между вектором поправок $\Delta\mathbf{m}^{(s)}$ на итерации s с вектором поправок данных $\Delta\mathbf{d}^{(s-1)}$ на итерации $s-1$ в виде уравнения

$$\mathbf{A}\Delta\mathbf{m}^{(s)} = \Delta\mathbf{d}^{(s-1)} = \mathbf{d} - \Phi(\mathbf{m}^{(s-1)}), \quad (2)$$

где \mathbf{A} есть линейный оператор, которому соответствует матрица чувствительности (матрица Фреше) $n \times k$ с элементами

$$A_{ij} = \left(\frac{\partial \Phi_i}{\partial m_j} \right)_{m=m^{(s-1)}}, \quad i=1,2,\dots,n, \quad j=1,2,\dots,k, \quad (3)$$

Далее мы будем записывать линеаризованную задачу как

$$\mathbf{A}\mathbf{m} = \mathbf{d}, \quad (4)$$

где \mathbf{m} есть вектор поправок модели, а \mathbf{d} — вектор поправок данных.

Теория метода SVD описана во многих работах, см., например [9], [10]. Метод SVD связывает сингулярное разложение с собственными векторами. Собственным вектором матрицы \mathbf{A} называется такой, который удовлетворяет условию

$$\mathbf{A}\mathbf{x} = \lambda\mathbf{x},$$

где λ — собственный вектор матрицы \mathbf{A} .

Применим метод SVD к матрице \mathbf{A} :

$$\mathbf{A}_{(n \times k)} = \mathbf{U}_{(n \times r)} \mathbf{\Lambda}_{(r \times r)} \mathbf{V}_{(r \times k)}^T, \quad (5)$$

$$\mathbf{A}\mathbf{v}_i = \lambda_i \mathbf{u}_i,$$

$$\mathbf{A}^T \mathbf{u}_i = \lambda_i \mathbf{v}_i,$$

где k и n определены согласно (1); $r = \min(n, k)$ — ранг матрицы \mathbf{A} ; $\mathbf{\Lambda}$ — диагональная матрица с элементами λ_i ; \mathbf{u}_i и \mathbf{v}_i — столбцы ортогональных матриц \mathbf{U} and \mathbf{V} .

Псевдообратная матрица \mathbf{H} и псевдорешение системы (4) имеет вид:

$$\mathbf{H} = \mathbf{V}\mathbf{\Lambda}^{-1}\mathbf{U}^T, \quad (6)$$

$$\mathbf{m} = \mathbf{H}\mathbf{d}.$$

Для регуляризованного решения обратной задачи используем параметрический функционал Тихонова

$$P^\alpha(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = (\mathbf{A}\mathbf{m} - \mathbf{d})^T (\mathbf{A}\mathbf{m} - \mathbf{d}) + \alpha \mathbf{m}^T \mathbf{m},$$

где α — параметр регуляризации. Минимизация функционала $P^\alpha(\mathbf{m}, \mathbf{d})$ дает решение

$$\mathbf{m} = \mathbf{H}_{reg} \mathbf{d}, \quad (7)$$

$$\mathbf{H}_{reg} = \mathbf{V} \mathbf{diag} \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_i^2 + \alpha} \right) \mathbf{U}^T,$$

где λ_i — элементы диагональной матрицы \mathbf{A} .

На рис. 2 изображена схема алгоритмов 1D и 2D инверсии магнитотеллурических данных. В случае 1 D инверсии оператор Φ соответствует 1 D прямой задаче, в случае 2D инверсии — 2 D прямой задаче.

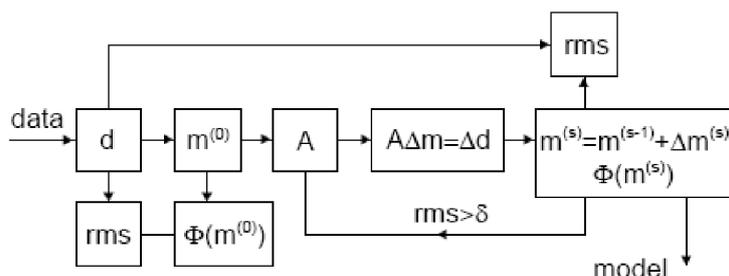


Рис. 2. Схема алгоритмов 1D и 2D инверсии

На рис. 3 изображено расположение пунктов МТ зондирования на территории Южно-Беломорского мегаблока, Центрально-Карельского, а также в зоне сочленения Карельского и Беломорского мегаблоков. Оценим характер неоднородности среды на данном участке по величине параметра Swift Skew и по поведению полярных диаграмм. Поскольку поведение полярных диаграмм не очень отличается от периода к периоду, ограничимся иллюстрацией на периоде 1024с., представленной на рис. 4а. В восточной части щита проявляется квазидвумерность, большинство диаграмм главной компоненты импеданса имеют оси симметрии и во многих пунктах принимают форму восьмёрки или овала. Полярные диаграммы дополнительной компоненты импеданса оказываются неправильной формы, что говорит о том, что среда содержит трёхмерные ассиметричные структуры. Вдоль полярных диаграмм Z_{xy} расположены минимумы полярных диаграмм Z_{xx} . В трёх пунктах зондирования (K15, A14, A18), поведение полярных диаграмм указывает на среду, которая содержит вытянутую или изометрическую структуру: диаграммы главного значения импеданса имеют форму восьмёрки, а соответствующие диаграммы дополнительного импеданса принимают форму цветка с четырьмя симметричными лепестками.

Характер неоднородности среды можно также оценить по величине Swift Skew (рис.4б). На периоде 1024с. значения Skew меняются от 0.06 в п. F04 до 1.8 в п. K05, но в основном все значения лежат в интервале 0.1-0.4. Только в 2 пунктах значения Skew на данном периоде приближаются к 2 – это точки K05, N18. При таких значениях Skew полярные диаграммы главных и дополнительных компонент тензора импеданса поменялись местами, что требует дополнительных исследований этого явления. Более подробное рассмотрение кривых зондирования для данных пунктов показало слишком резкий скачок в фазовых кривых на данном периоде. Данные в этих пунктах в дальнейшем не рассматривались. В пунктах, в которых полярные диаграммы указывают на двумерную или осесимметричную трёхмерную структуру значения Skew не превышают 0.1-0.2. Для всех пунктов зондирования вычислен угловой параметр ассиметрии. Его значение всюду больше 10 градусов, что свидетельствует также о трёхмерном характере среды.

Совместное рассмотрение данных магнитотеллурических зондирований (СПбГУ, Т.Корья, SVEKA, BEAR) на территории Южно-Беломорского мегаблока, Центрально-Карельского, а также зоны сочленения Карельского и Беломорского мегаблоков позволяет выделить два профиля для двумерной интерпретации методом регуляризации SVD. На рис. 3 показано расположение двух профилей, выбранных для интерпретации. Профиль 1 пересекает основные структурные единицы тектонической Восточной части щита: Центрально – Карельский блок, Беломорский мегаблок. Профиль 2 располагается вдоль зоны сочленения Центрально-Карельского и Беломорского мегаблоков, которые разделены более чем 50-километровой зоной сочленения плит, отражающей разные периоды тектонической активности региона.

На рисунке 5 представлены результаты 2D интерпретации на профилях 1 и 2. Полученные невязки находятся в пределах 1% - 40% для обоих профилей. Наибольшие невязки, как и следовало, ожидать, приходятся на те точки, где был больше параметр Skew, то есть где наблюдалась наиболее выраженная трёхмерность среды. На первом профиле, на

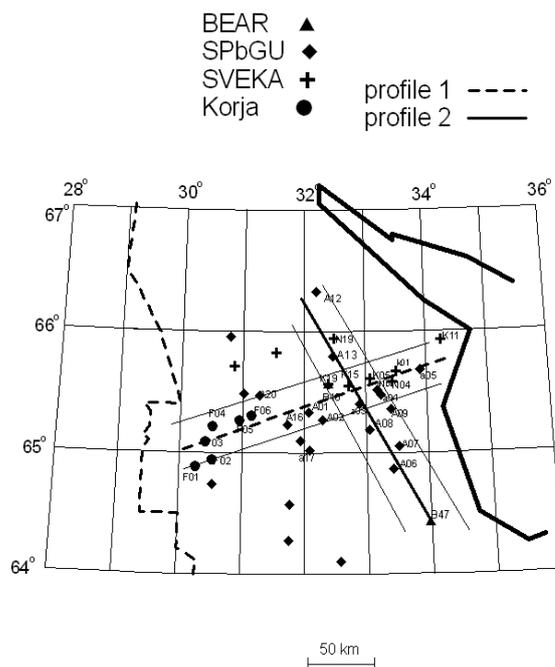


Рис. 3. Расположение точек МТ зондирования на территории Восточной части Балтийского щита; профили 2D интерпретации методом SVD.

фоне общего сопротивления $10^4 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ наблюдаются мощные проводящие включения, начинающиеся с глубин 8 – 15 км и уходящие на большие глубины на краях профиля, что, по-видимому, связано с недостатком точек именно на краях самого профиля. Отличительной чертой второго профиля является то, что удельное сопротивление среды нигде не становится меньше $100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. Отмеченные мощные проводящие включения, по-видимому, связаны с разломами, характерными для сочленения Центрально-Карельского и Беломорского мегаблоков.

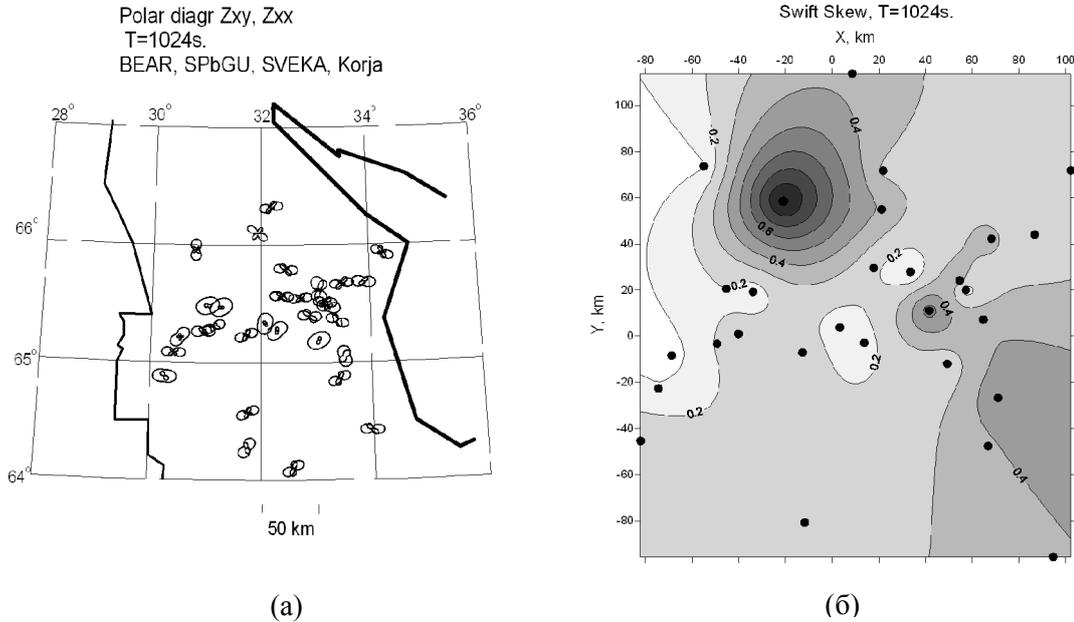


Рис.4. Полярные диаграммы главного (Z_{xy}) и дополнительного импедансов (Z_{xx}) в пунктах СПбГУ, BEAR, SVEKA, Т.Коржа (а), SKEW (б) на периоде 1024 с.

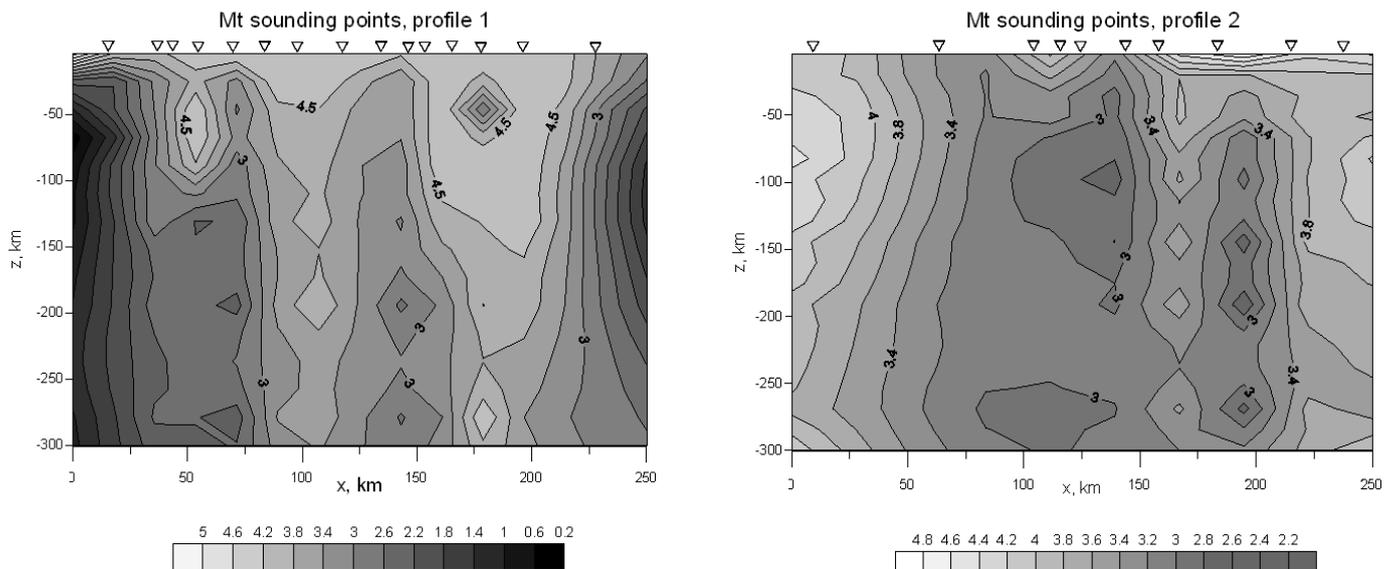


Рис. 5. Результаты 2D интерпретации кажущегося эффективного сопротивления на профилях 1 и 2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сыстра Ю.Й. Тектоника Карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176с.
2. Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданыц Б.Л., Легенькова Н.П., Смирнов М.Ю., Успенский М.И. Особенности строения Карельского региона по данным геоэлектрических исследований //Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск. 2004. С. 102-123.
3. Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданыц Б.Л. Строение коры и мантии по профилю Суоярви – Выборг по МТ данным. Вестник СПбГУ.сер.4. 1998.вып.4.стр.25-33.
4. Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданыц Б.Л. Магнитотеллурические исследования коры и мантии восточной части Балтийского щита. Изв.РАН. Физика Земли.1994.№3.стр.32-36.
5. Christensen-Dalsgaard, J., P. Hansen, and M. Thompson (1993), Generalized singular-value decomposition analysis of helioseismic inversions, *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 264,541-564.
6. Pedersen, L. (2004), Determination of the regularization level of truncated singular-value decomposition: the case of 1D inversion of MT data, *Geophys. Prospect.*, 52(4), 261-270.
7. Vagin S.A., Arachina E.V. One- and two-dimensional inversion magnitotelluric data by the regularization SVD method, in: Book of Abstracts, 7th International Conf. “Problems of Geocosmos” (26-30 May, 2008), p.26, 2008
8. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. — М.: Наука, 1979. 284 с.
9. Menke, W. (1989), Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory, *Academic Press, Inc.*
10. Яновская Т.Б., Порохова Л.Н. Обратные задачи геофизики. Изд-во Санкт-Петербургского университета. СПб, 2004, 214 с.

Изотопы гелия и состав газовой фазы в подземных флюидах Восточных Карпат

А.Л. Чешко, Б.Г. Поляк, Е.Н. Александрова

Геологический институт РАН, Москва, Россия, cheshko@ginras.ru

Отношение концентраций изотопов гелия в природных объектах, $^3\text{He}/^4\text{He}=R$, служит индикатором присутствия в них дериватов мантии, поскольку эти величины, как известно (Мамырин, Толстихин, 1981), резко различны в земной коре ($R\sim 10^{-8}$) и современной мантии ($R\sim 10^{-5}$). Изотопный состав гелия подземных флюидов в фанерозойских складчатых областях континентов и современных мобильных поясах отражает вклады гелия из этих источников, тем самым трассируя зоны тепломассопотока из мантии в кору.

Изучены величины концентрации гелия [He] и отношения его изотопов (R) в 46 пробах свободно циркулирующих флюидов в тектонических элементах Восточных (Украинских) Карпат, представляющих один из сегментов Альпийско-Гималайского подвижного пояса, а именно в Предкарпатском краевом прогибе, примыкающем к Восточно-Европейской дорифейской платформе, Складчатых Карпатах и Закарпатском внутреннем прогибе. Размещение точек опробования показано на рис.1.

По преобладающему компоненту газовой фазы (>50% об.) изученные флюиды разделены на три группы – азотные (3 пробы), метановые (17) и углекислые (23). В семи пробах общий газовый состав остался не определенным.

Все азотные и большая часть метановых (14 из 17) газопроявлений приурочена к нефтегазоносному Предкарпатскому прогибу. В его пределах концентрация гелия в газах колеблется в диапазоне $(20\div 303)\times 10^{-4}$ % об., составляя в среднем 124×10^{-4} % об. Значения R составляют $(1.2-4.8)\times 10^{-8}$ (среднее 2.7×10^{-8}), что соответствует каноническому радиогенному коровому гелию.

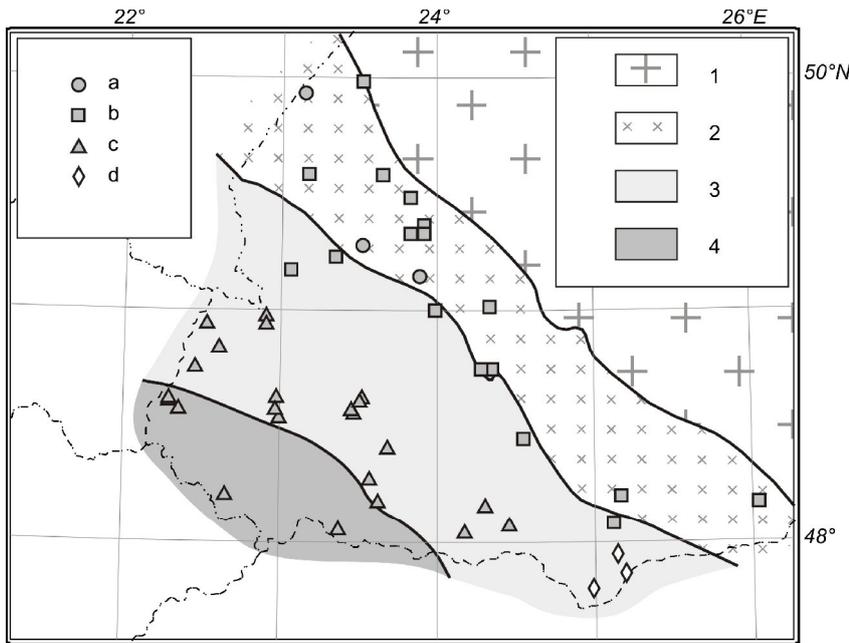


Рис. 1. Пункты изотопно-гелиевого опробования подземных флюидов Восточных Карпат.

1 – Восточно-Европейская платформа, 2 – Предкарпатский прогиб, 3 – Складчатые Карпаты, 4 – Закарпатская депрессия. а-г – преобладающий газ (> 50 % об.): (а) CO₂, (б) N₂, (в) CH₄, (г) нет данных.

В Складчатых Карпатах из опробованных 24-х газопроявлений три относятся к метановым

флюидам, в трех газовой состав неизвестен, а остальные 18 характеризуют углекислые воды. В метановых газах изотопный состав гелия отвечает каноническому радиогенному, как в Предкарпатском прогибе, характеризуясь средним значением $R = 3.4 \times 10^{-8}$. В углекислых флюидах концентрация гелия в среднем существенно ниже, чем в метановых, составляя 13.8×10^{-4} % об., а значения R изменяются в широких пределах – от 2.9×10^{-8} до 168.3×10^{-8} (среднее 39.5×10^{-8}), обнаруживая присутствие, помимо коровой радиогенной, еще и мантийной составляющей в составе гелия.

Закарпатский внутренний прогиб, относящийся к провинции углекислых вод, изучен меньше. В нем широко развит неоген-четвертичный магматизм и встречены наибольшие для всего региона как значения R – $(201.1 \div 323.2) \times 10^{-8}$. Вместе с тем, три пробы (из района г. Ужгорода) представляют типичный радиогенный гелий. В целом, Закарпатский прогиб характеризуется низкими величинами концентраций гелия – $(4.0-58.0) \times 10^{-4}$ % об. (среднее по пяти пробам – 19.4×10^{-4} % об.) и максимальным средним значением $R = 108 \times 10^{-8}$.

Расположение фигуративных точек на диаграмме ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}-R$ (рис. 2) показывает, что все метановые, азотные и частично углекислые газы содержат только коровый радиогенный гелий, тогда как другая часть углекислых флюидов еще и некоторую примесь гелия мантии. Полученные данные подтверждают результаты исследований гелия во флюидах Восточных Карпат, опубликованные ранее (Поляк и др., 1999).

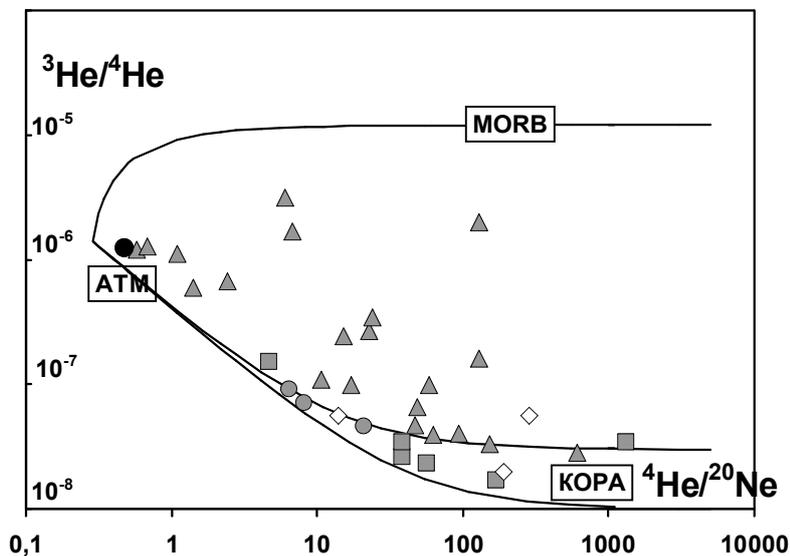


Рис. 2. Сопоставление отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$, измеренных в газах Восточных Карпат.

Преобладающий (> 50 % об.) газ: CO₂ (треугольники), N₂ (кружки), CH₄ (квадраты), неизвестен (ромбы).

Анализ изотопного состава аргона в исследованных пробах установил примерно в трети из них присутствие

избыточного радиогенного ^{40}Ar (до 14 % общего содержания аргона). Сопоставление содержаний атмосферного аргона и азота выявило, по крайней мере, в половине проб избыточный (неатмосферный) N_2 . Такой азот наблюдается как в углекислых, так и в метановых газах, имея в них, по-видимому, разное происхождение.

Средние значения R в структурных элементах Восточных Карпат проявляют положительную корреляцию с фоновыми значениями плотности кондуктивного теплового потока q подтверждая универсальную связь этих параметров (Поляк, 1988).

Исследования ведутся при поддержке РФФИ (проект 09-05-00225).

ЛИТЕРАТУРА

1. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. (1984). Изотопы гелия в природе. М: Энергоиздат, 222 с.
2. Поляк Б.Г. (1988). Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М: Наука, 192 с.
3. Поляк Б.Г., Гордиенко В.В., Чешко А.Л., Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Тарасов В.Н. (1999). Изотопы гелия в подземных флюидах Восточных Карпат // Доклады РАН, т. 367, № 2. С. 244-249.

УДК 577.4

Возможный механизм влияния тектонических нарушений на экологическое состояние окружающей среды

З.Б. Чистова, Ю.Г. Кутинов

тел. (8182) 28 76 88, факс. (8182) 28 76 36, e-mail: kutinov@iepr.ru

Институт экологических проблем Севера Уральского отделения РАН, Архангельск, Россия.

Основой решения фундаментальных проблем экологии является не только изучение типов и количества загрязнений и определение их предельно-допустимых норм, но и прогноз пространственно-временных закономерностей изменения свойств окружающей среды, в т.ч. и геолого-геофизической. На сегодняшний день уже доказана связь между распространением ряда эндемичных заболеваний среди населения и факторами, обусловленными высокой динамикой глубинных геосфер на территориях их проживания [1]. Эти заболевания вызваны дисбалансом содержания в природных средах эссенциальных элементов, токсичными элементами, органическими соединениями природного происхождения, содержащимися в углеводородах, породах и рудах [2]. Т.е. они наблюдаются в геодинамически активных тектонических структурах, где фиксируется подток глубинных вод, газов и флюидов. Поэтому целью исследования было изучение подобных структур и выявление связанных с ними природных экологических факторов и процессов.

В целом, необходимость учета структурно-тектонического фактора при геоэкологических исследованиях на настоящий момент не вызывает сомнения. Роль же атмосферного давления, и ее взаимосвязь с состоянием геологических структур в литературе освещена слабо. В последнее время появляются новые факты, свидетельствующие о наличии таких связей и об их многообразии.

Учитывая выявленное ранее увеличение амплитуды КПК магнитного поля в узлах пересечения тектонических нарушений [3], и сопоставив это явление с возможностью возникновения наведенных теллурических токов, глубинной дегазации, и наличия связи между геомагнитным полем и атмосферным давлением, нами были проведены измерения атмосферного давления над тектоническими узлами, выделенными по авторской методике [4, 5], и установлен факт постоянного «дефицита» атмосферного давления (рис. 1). Эти минимумы получили рабочее название – «статичные».

Динамические характеристики (временная структура) атмосферного давления в достаточно полном объеме изучаются службами мониторинговых наблюдений. Нами были

проведены исследования флуктуаций атмосферного давления по региональным профилям в движении по аналогии с классическими геофизическими измерениями: Архангельск-Вологда-Москва-Вологда-Архангельск (вдоль ж.д. Архангельск-Москва); Архангельск-Череповец-Рыбинск-Москва-Рыбинск-Череповец-Архангельск и Архангельск -Вологда-Москва-Вологда-Архангельск (вдоль автомобильной трассы М8); Архангельск-Красноборск; Архангельск-Котлас-Сыктывкар (вдоль ж.д. Архангельск-Котлас и Санкт-Петербург-Воркута); Архангельск- Оленегорск; Архангельск-Няндомас.Климовское-Архангельск. Масштаб исследований - 1:200000 с детализацией в масштабе 1:100000.

Исследования проведены и на локальных тектонических структурах (узлы сочленения и пересечения) на территории Архангельской области: профили Архангельск – Холмогоры – Архангельск; Архангельск – Карпогоры- Архангельск; Архангельск – Горка – Архангельск (с рассечкой до Усть-Пинеги); Архангельск – Луковецкий - Архангельск; Архангельск-Хаврогоры-Архангельск; Архангельск-Северодвинск; Архангельск-Рикасиха (место планируемого строительства АТЭС); Архангельск- Васьково; Архангельск- пос. Светлый (месторождение алмазов им. М.В. Ломоносова) и в районе Хаврогорского минимума. Замеры проводились в автомобильном, железнодорожном и пешеходном вариантах с применением инструментальной координатной привязки GPS. Измерения атмосферного давления производились профессиональной метеостанцией WRM 918N (HUGER GmbH, Germany). Для уменьшения интервала замеров атмосферного давления использовался модернизированный баротермогигрометр (model No BTHR918N), входящий в комплект метеостанции (дискретность замеров изменена с 15 мин на штатном датчике в автоматическом режиме до 1 мин в ручном режиме). На отдельных маршрутах использовалась станция Digital Remote Pro Weatherstation (ART 02935, Termometerbriken Viking AB, Sweden) с меньшим шагом дискретности замеров (1 мин.). Проведено также сопоставление работы этих двух станций. Результаты измерений показали, что расхождения в данных двух станций в пределах погрешности, а измерения с шагом 500 м позволяют выделять тонкую структуру барического поля. Кроме того, на графиках атмосферного давления отчетливо выделяется сложная по структуре зона границы атмосферного минимума.

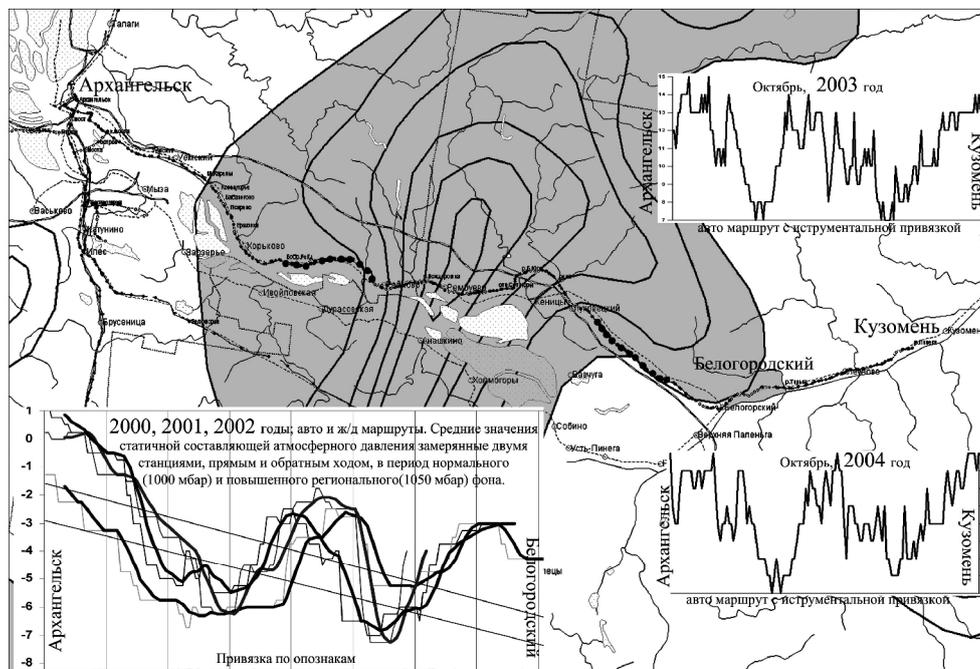


Рис. 1. Строение статичных атмосферных минимумов в тектоническом узле

Привязка точек измерений осуществлялась спутниковым навигатором GPS Garmin III Plus (Garmin Corporation Ltd, USA), дополнительно снабженным универсальной

автомобильной антенной PHOENIX (model No. DIA-1575). Замеры производились в режиме 3D в системе координат WGS 84 (World Geodetic System, 1984). Данные координатной привязки обрабатывались при помощи ПО MapSource и выносились на электронную карту, созданную в ГИС-среде MapInfo. Туда же выносились и данные атмосферного давления в режиме связанных таблиц. Графики и карты строились в MapInfo и Excel.

С целью определения возможностей автомобильной барической съемки при аномальных условиях атмосферного давления в максимальном скоростном режиме движения, выполнены детальные измерения по Емецкому маршруту в пределах наиболее слабо проявленного тектонического узла. Измерения выполнены 01.11.2007 станцией DRW PRO Арт.02935, протяженность маршрута составила 162 километра с шагом 500 метров от п. Брин-Наволоки до п. Уйта по трассе М-8. Маршрутная скорость движения - максимальная (до 90 км/час). Привязка GPS-станцией Garmin III Plus в режиме 3D навигации. Линейная фильтрация ряда наблюдаемых измерений высоты и давления пяти линейным фильтром. Результаты сравнивались с измерениями по тому же маршруту, но выполненными при фоновом значении атмосферного давления. Маршрутная скорость движения - минимальная, до полной остановки в точке замера (07.07.2007), что позволило определить оптимальную скорость движения при измерениях. Кроме того, в 2008 г. измерения атмосферного давления и содержания кислорода в приземном слое атмосферы производились полевым газоанализатором ECOPROB-5 (RS DYNAMICS, Чешская Республика) в автоматическом режиме. Прибор оснащен собственной системой GPS-привязки.

Анализ геофизических данных показал, что мы имеем дело малоамплитудными глубинными дислокациями. Было выявлено также отсутствие однозначной связи между амплитудой выделяемых статичных минимумов атмосферного давления и приращением высотных отметок дневного рельефа. В то же время ряд минимумов совпадает с геохимическими аномалиями, районами выхода подземных минерализованных вод и аномалиями некоррелируемого теплового потока.

Такое строение барического поля, наличие градиентов и ритмов в давлении теоретически должно обеспечить ускоренное выпадение атмосферных осадков, что подтверждается изменением частоты выпадения и уровня осадков. Установлено, что в условиях Европейского Севера частота выпадения осадков и их количество в центре и на периферии узлов пересечений тектонических дислокаций, которые территориально совпадают со стационарными минимумами атмосферного давления (Устьянский, Вельский и Холмогорский районы) за июль-август месяц существенно различаются. Осадки в центре тектонических узлов выпадали значительно реже, а их количество на 26 % меньше. Естественно, что такое распределение осадков неизбежно влияет и на растительные сообщества. Что подтверждается повышенным содержанием Pb (7.91 мг/кг) во мхах, отобранных вблизи станции Илес и в сфагновых мхах (6.81 мг/кг), отобранных на 48 км ж/д Архангельск-Карпогоры и увеличением содержания Zn (61.17-77.53 мг/кг) в зеленых мхах в районе ст. Холмогорская [6].

Проведенный анализ площадной структуры растительного покрова в зависимости от степени дезинтеграции земной коры на территории Беломорско-Кулойского плато [7], выявил, что растительный покров участков, для которых характерно небольшое число тектонических дислокаций (0-4 балла), достаточно сходен и практически совпадает со средними данными для плато. В зоне с максимальной раздробленностью наблюдается изменение структуры растительности, выраженное, прежде всего, резким снижением доли мелколиственных лесов и увеличением доли еловых лесов на 20 %.

Эти районы пространственно совпадают с выделенными нами статичными локальными атмосферными минимумами. Механизм воздействия на окружающую среду, как узлов тектонических нарушений, так и статичных минимумов атмосферного давления пока не изучен, так же как и неясна роль и вклад каждого из факторов, сопровождающих это природное явление.

С тектоническими узлами совпадают также места гибели морских звезд и рыб, дихотомии деревьев [8], участки загрязнения почв [6] и участки повышенного содержания тяжелых металлов в коре деревьев [9] и дихотомией деревьев.

Т.е., возможен не только иной механизм выпадения атмосферных осадков за счет перепада давления, но и подток минерализованных вод и дегазация из глубоких горизонтов земной коры. К тому же, во время магнитных бурь не исключено и изменение ионного состава вод. Таким образом, полученные данные позволяют говорить о возможном влиянии тектонических узлов и их «энергетических» свойств на экологическое состояние окружающей среды, в том числе и водоемов. С некоторыми из таких структур связаны геохимические аномалии, например, отрицательно влияющие на дисбаланс в почвах, подземных и грунтовых водах таких элементов как фтор, йод, фосфор, кальций, ртуть, мышьяк, стронций, естественные радионуклиды. Не меньшее влияние на биоту оказывают и газовые составляющие зон региональных разломов, в частности, радон, ртуть, метан, углекислый газ и др.

Как указывалось ранее, природа изменения барического поля над тектоническими нарушениями нуждается в дальнейшем исследовании. В первом приближении – это глубинная дегазация по разломам в земной коре и возникновение наведенных магнитотеллурических токов. Все же каков механизм возникновения отмеченных явлений, хотя бы предположительный? Изменение структуры растительности, выраженное, прежде всего, за счет резкого снижения доли мелколиственных лесов и увеличение доли еловых лесов на 20 % по сравнению с другими территориями позволяет предположить подток глубинных газов (в первую очередь CO_2) и подъем минерализованных вод. Рассмотрим это утверждение более подробно.

Электроразведочные работы аппаратурой TEM-FAST 48HPS методом ЗМПП с использованием совмещенной установки 100x100 м с шагом $L=100$ м подтвердили широкое распространение тектонических нарушений в осадочном чехле и подъем минерализованных вод по ним [10]. Одним из таких примеров является трубка им. М.В.Ломоносова (рис. 2). Подток минерализованных вод, находит свое отражение и в элементном составе коры деревьев [9].

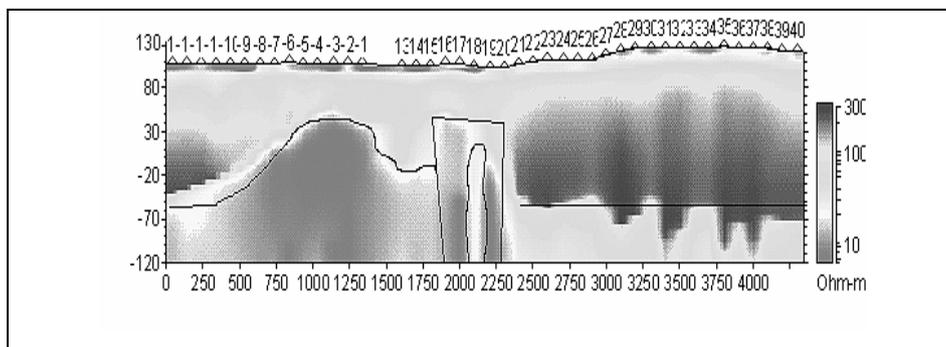


Рисунок 2. Геоэлектрический разрез-трансформация через трубку им. М. В. Ломоносова [10]

Были проведены замеры атмосферного давления и содержания кислорода в приземном слое по профилю Архангельск – Пинега через «пространственный атмосферный минимум».

Установлено резкое снижение содержания кислорода в приповерхностном слое атмосферы над эпицентральной частью статичного минимума территориально совпадающего с правосторонней контактной зоной Холмогорского тектонического узла в момент подъема (завершения) временного статичного минимума регионального атмосферного давления (рис. 3).

Таким образом, участие в процессе глубинной дегазации и подтока минерализованных вод можно считать доказанным.

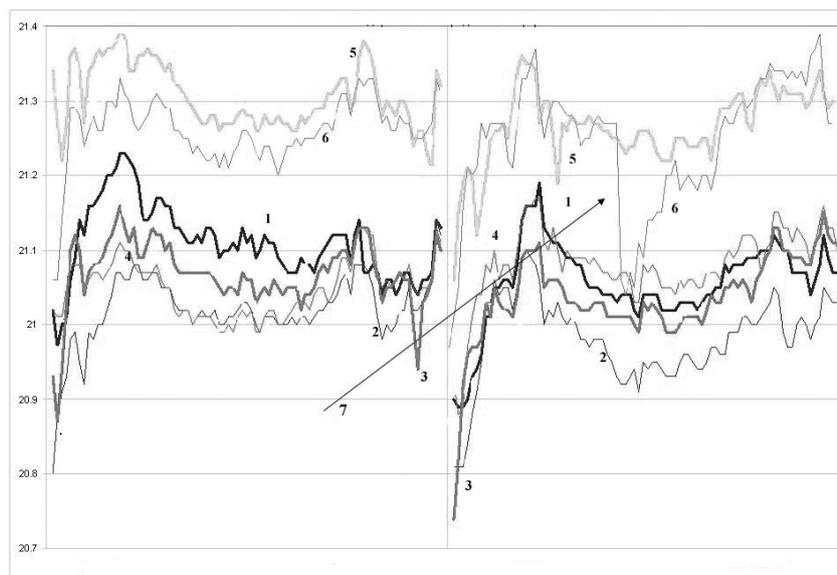


Рис. 3. Графики содержания кислорода в приповерхностном слое атмосферы
Даты проведения измерений (в скобках номера маршрутов): 1- 28 сентября (1-2); 2 – 28 сентября (3-4); 3 – 29 сентября (1-2); 4 – 29 сентября (3-4); 5 – 30 сентября (1-2); 6 - 30 – сентября (3-4); 7 – снижение содержания кислорода

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 08-05-99816_p_север_a и Программы ОНЗ РАН «Межгеосферные взаимодействия» (проект «Изучение процессов взаимодействия геосфер в активных геологических структурах Русской плиты»

ЛИТЕРАТУРА

1. Вольфсон И. Ф., Печенкин В.Г., Печенкин И.Г. Геодинамика и медицинская геология // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере: Матер. 11 междунар. конфер. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2005. С. 57-58.
2. Бушуев А. Г., Пеньков В. Ф., Кандинов М. Н. Формы нахождения органических веществ в породах и рудах месторождений Русской платформы //Геоэкологические исследования и охрана недр. М.: изд-во АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. С. 17-23.
3. Чистова З.Б. Выявление геофизических признаков рудного поля, куста и трубки взрыва с целью совершенствования методики поисков коренных источников алмазов на Европейском Севере //В сб.: Геология и полезные ископаемые севера Европейской части СССР. Архангельск, 1991. С. 161-171.
4. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Разломно-блоковая тектоника и ее роль в эволюции литосферы//Литосфера и гидросфера европейского Севера России. Геоэкологические проблемы. - Под ред. Ф.Н. Юдахина. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С. 68-113.
5. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.
6. Тарханов С. Н., Прожерина Н. А., Коновалов В. Н. Лесные экосистемы бассейна Северной Двины в условиях атмосферного загрязнения. Диагностика состояния. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 333 с.
7. Гофаров М. Ю., Кутинов Ю. Г., Болотов И. Н. Ландшафты Беломорско-Кулойского плато: тектоника, подстилающие породы, рельеф и растительный покров. Екатеринбург: УрО РАН. 2006. 167 с.
8. Чистова З.Б., Кутинов Ю. Г. Использование метеопараметров для изучения тектонических узлов //Геофизика XXI столетия: 2005: Сборник трудов Седьмых геофизических чтений им. В. В. Федынского. М.: Научный мир, 2006 С. 430-435.

9. Главатских С. П. Геохимические критерии и методы поисков алмазоносных кимберлитов (на примере Архангельской кимберлитовой провинции). Дисс... канд. геол.-минерал. наук. М., 1992. 211 с.

10. Коротков Ю.В., Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Возможности электроразведки при поисках кимберлитовых тел Архангельской алмазоносной провинции // Вестник Поморского Университета. Сер. Естественные и точные науки. 2007. № 2.(12). С. 26-34.

УДК 550.834:551.243

Некоторые вопросы палеореконструкции реликтов поверхностных докембрийских структур в свете интерпретации современных геофизических полей

Н.В. Шаров, В.В. Куликова, В.С. Куликов

Институт геологии Карельского филиала РАН, Петрозаводск, Россия

Длительная история изучения докембрийского (людиковийского, орозирийского) вулканизма Ц. и Ю. Карелии обусловлена широким распространением и сложным наложением лавовых образований и осадочных толщ, перемежающихся с силлами и дайками, активной современной тектоникой и небольшим количеством изотопных возрастов пород. Выделяемые в палеопротерозойской истории Земли суперпериоды под названием орозирий и статерий [6, 13] характеризуются различными геодинамическими режимами.

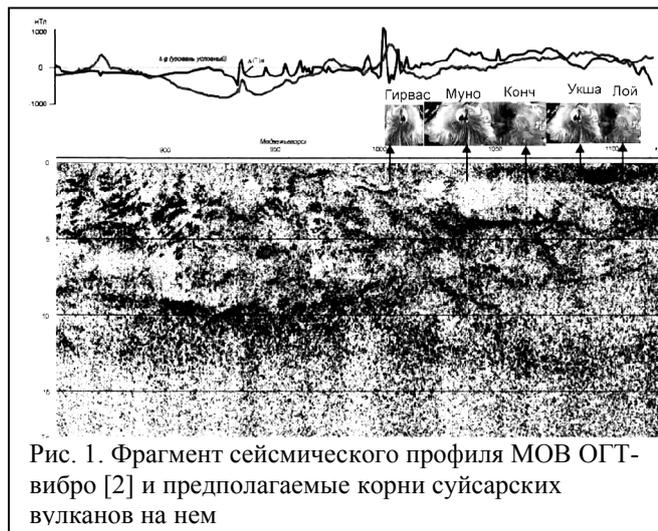


Рис. 1. Фрагмент сейсмического профиля МОВ ОГТ-вибро [2] и предполагаемые корни суйсарских вулканов на нем

Выполненные рядом организаций в конце 20 в. на территории российской части Фенноскандинавского щита фундаментальные геофизические работы, в том числе в исследуемом районе, опубликованы в ряде крупных монографий [2 и др.] и статей, и позволяют комплексно оценить исследуемую территорию с учетом новых данных. В настоящее время на территории Карелии выполнены масштабные сейсмические исследования земной [2] коры. Проанализирован профиль Мяндусельга - Спасская Губа - Петрозаводск - Вознесенье (III-VIII),

расположенный на западном берегу Онежского озера, длиной 190 км. В разрезе земной коры на этом профиле выделено и прослежено с различной степенью детальности восемь горизонтальных границ, соответствующих разделам сред с различными физическими свойствами. Наиболее четкими и устойчивыми являются границы Мохо: M_1 и M_{II} , имеющие в волновом поле индивидуальные черты. Граница M_1 , отождествляемая с поверхностью Мохоровичича, залегает на глубине 35-36 км на северо-западном участке профиля, в центре - 40 км и погружается до 42 - 45 км на юго-восточном участке в сторону г. Вознесенья. Границы обмена I, III-VI прослежены лишь отдельными отрезками небольшой протяженности. В пределах разломов M_1 и M_{II} не выделены. К СЗ и СВ от г. Петрозаводска зафиксированы падающие навстречу друг другу две зоны разломов.

ОРОЗИРИЙ. В Карело - Кольском регионе начало орозирийского суперпериода - «стандартного галактического года» (СГГ) (2075 - 1860 Ma) связано с образованием пород людиковийского надгоризонта, который в Ц. Карелии является составной частью палеопротерозойского структурного этажа и состоит из заонежской (нижней) и суйсарской (верхней) свит. По данным авторов [2], в строении земной коры Ц. и Ю. Карелии признается скупивание, надвигание отдельных линз друг на друга, многослойность, в том числе в связи с

формированием молодого Атлантического и открывающегося Ботнического океанов (рис. 1, б). В верхней части земной коры ими предполагается присутствие волновода (на глубине 7-18 км) – субгоризонтальной трещиноватой зоны, заполненной минерализованными растворами, а механизмом, обеспечивающим флюидодинамическое равновесие волновода и его существование, являются сильные горизонтальные напряжения со стороны Северо-Атлантической зоны спрединга, носящие волновой характер. По [2], прохождение волн напряжений в земной коре вызывает периодическое повышение порового давления флюида, приводящее к текучести раздробленных пород в волноводах, а при наличии горизонтальных сил – проскальзыванию верхней хрупко-жесткой части коры относительно нижней псевдопластичной. Хотя современный сейсмический разрез земной коры имеет длительную тектоническую историю, которая отражена на сейсмических профилях и магнитном поле территории (рис. 1, 2), но может быть использован с определенной долей осторожности. Такую же долю информации вносит термическая составляющая геологической структуры, фиксируемая спутником NOAA-AVHRR. Авторами использован фрагмент карты КТП Земли в масштабе 1:1 000000. Мелкий масштаб не позволяет выявить детали теплового потока на данных объектах, но видна контрастность цветов и четкое положение более нагретой зоны (рис. 3). Тепловая аномалия прослеживается в СВ направлении, что требует дополнительных изучения.

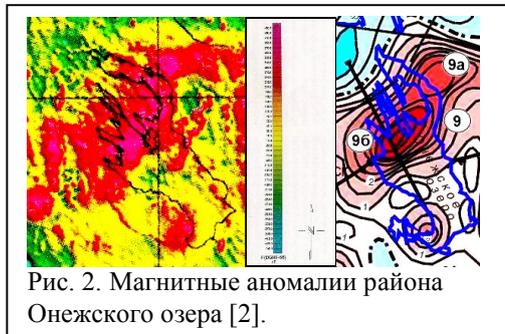


Рис. 2. Магнитные аномалии района Онежского озера [2].

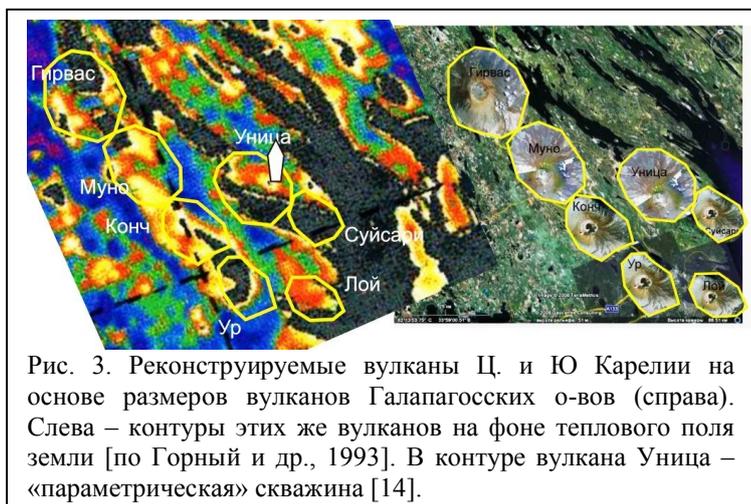


Рис. 3. Реконструируемые вулканы Ц. и Ю Карелии на основе размеров вулканов Галапагосских о-вов (справа). Слева – контуры этих же вулканов на фоне теплового поля земли [по Горный и др., 1993]. В контуре вулкана Уница – «параметрическая» скважина [14].

предмет создания геологического сюжета на период около 2.0 млрд. лет. **Палеовулкан Гирвас** в геологическом плане представлен реликтами [1, 2, 6] в виде трех толщ, сложенных пакетами лав, перекрытых осадочными образованиями. Нижняя – потоки (до 70 м) метабазальтов (U-Pb возраст на участке “Каньон” р. Суны 1976 ± 9 Ма [15]) залегает на кварцевых конгломератах рясия (ятулия - ?) и перекрывается косослоистыми осадками, гематитовыми прослоями и секущими их поздними кварцевыми жилами (до 10 м). Средняя - газонасыщенные лавы базальтов и трахибазальтов (более 250 м), сменяющиеся аркозовыми кварцитами, вишневыми сланцами, кварцевыми конгломератами. Верхняя толща в виде лав прослежена от Поор - Порога р. Суны с перерывами до Пальеозерской ГЭС. Подводящим каналом для формирования вулкана Гирвас является Койкарско-Святнаволоцкий силл долеритов с возрастом 1983.4 ± 6.5 Ма [12]. **Палеовулкан Муно** детально описан и реконструирован на территории заповедника «Кивач», где находится водопад “Кивач” в долине р. Суны [8]. Стратифицированные образования представлены подушечными лавами, терригенно-хемогенными, частично, углеродистыми осадками и залегающими на них туфами суйсарской свиты с обломками нижележащих углеродсодержащих пород, а также силлами долеритов. По периферии территория вулкана окружена толщей доломитов со строматолитами, перемежающихся с шунгитами, алеровлитами, алевритами и др., условия образование и возраст которых до настоящего времени не нашли своего убедительно

однозначного обоснования [5, 10], однако свидетельствуют о существовании теплого Сундозерского моря [8]. **Палеовулкан Конч** (озеро Кончозеро) детально описан [10, 11, 15], а изотопный возраст перидотитов и габброидов Кончезерского силла (подвулканной камеры для вулканов Конч и Укша) - 1975 ± 24 Ма. **Палеовулкан Укша** к северу от г. Петрозаводска (оз. Укшозеро) представлен останцами суйсарской свиты (до 400 м и более) и на современном эрозионном срезе занимает площадь ~ 2000 кв.км. **Палеовулкан Лой** находится в северной части г. Петрозаводска [7] и частично обнажается на участке Чертов Стул (пос. Соломенное). Разрез сечется телами многочисленных мелких даек основного состава. Изотопные возрасты цирконов - 1963 ± 42 Ма наиболее сопоставимы с возрастными палеовулканов Гирвас и Конч. **Палеовулкан Римский** (возможно, трещинный) располагается на восточном побережье Онежского озера. U-Pb изотопный возраст цирконов из дифференцированного Пудожгорского силла – его подводящего канала - 1975 ± 24 Ма [12].

На основании имеющихся личных и других материалов по всей территории Онежского озера создана схема расположения предполагаемых палеовулканов людиковийского возраста (рис. 4). Однако большинство палеовулканов (Суйсари, Уница, Василисин, Мудрый, Лебедь, Ким, Диана, Пяльма, Пажа, Конжа) изотопного возраста в настоящее время не имеют. Выделенные индивидуальные палеовулканы, кроме размеров (диаметр подножья около 25 – 30 км и кальдер – до 5 км), состава магматических пород (преимущественно пикритовая и толеитовая петрохимические серии), объединены близкой стратиграфией. Общая позиция этих пород свидетельствует о достаточно глубоком и теплом

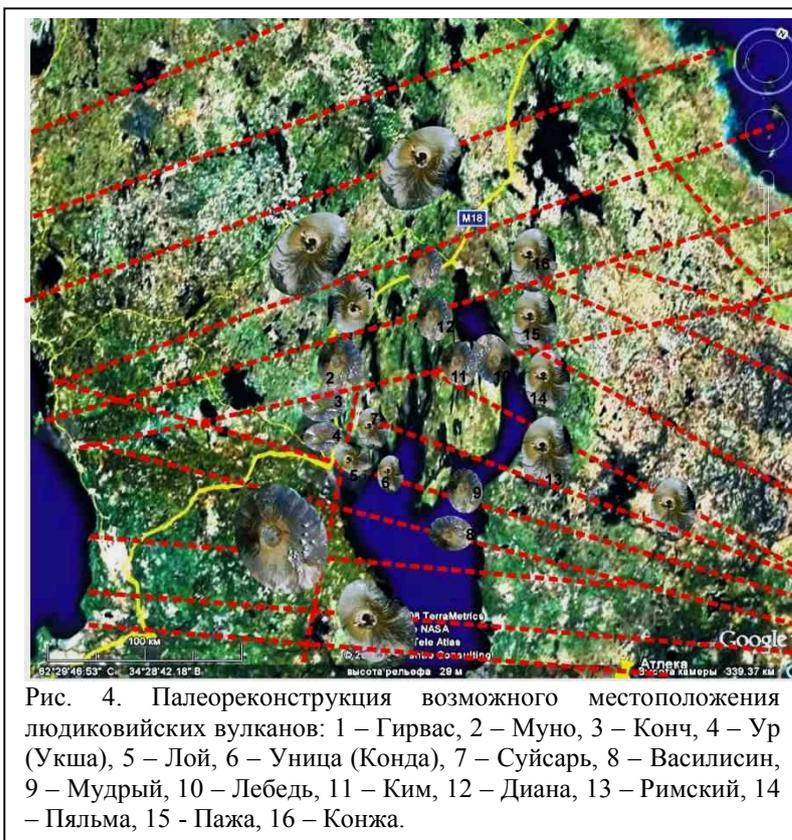


Рис. 4. Палеорекострукция возможного местоположения людиковийских вулканов: 1 – Гирвас, 2 – Муно, 3 – Конч, 4 – Ур (Укша), 5 – Лой, 6 – Уница (Конда), 7 – Суйсарь, 8 – Василисин, 9 – Мудрый, 10 – Лебедь, 11 – Ким, 12 – Диана, 13 – Римский, 14 – Пяльма, 15 - Пажа, 16 – Конжа.

море. Цветовая гамма соли [14], присутствие гипса и др. позволяют предположить динамичную обстановку территории, обусловленную активной деятельностью вулканов (диаметр, высота и др.), как и одинаковые текстуры лавовых потоков и покровов сопоставимые продукты гидротермальных процессов и др., следы которых до настоящего времени отражены в тепловом поле [4](см. рис. 3). Изотопные возрасты подводящих каналов: долеритов Койкарско-Святнаволоцкого силла – подводящего канала для вулкана Гирвас – 1983.4 ± 6.5 Ма; перидотитов и габброидов подвулканного Кончезерского силла–подвулканной камеры для вулканов Конч и Ур (Укша) 1975 ± 24 Ма; дифференцированного Пудожгорского силла – подводящего канала для вулкана Римский – $1983 - 1984$ Ма сопоставимы с возрастом нижнего пакета лав вулкана Гирвас в каньоне р. Сунны – 1976 ± 9 Ма. В осадочном горизонте существуют признаки, характерные для событий, связанных с предполагаемым метеоритным ударом в период 1750 Ма [1]. Предполагается, что в период около 2060 - 1980 Ма мог существовать несостоявшийся внутриконтинентальный палеорифт, внутри которого формировалась цепь вулканов, аналогичных по форме и размерам Галапагосским.

СТАТЕРИЙ. К югу от палеовулкана Лой на территории ЮЗ побережья Онежского озера площадью около 120x40 кв. км (рис. 6). установлены магматические образования вепсийского возраста (1860 – 1645 Ma). Анализ космических снимков, а также известные карты магнитных полей на данную территорию и совершенно оригинальные карты тепловых полей по СЗ Европейской части России [4 и др.] выявили гетерогенную природу ландшафтов территории за счет присутствия здесь двух субмеридиональных овальных структур (~70 x ~40 км): - «Шапши» на западе и «Рыбреки» – на востоке и того же направления разделяющей их зоны, которая рядом авторов рассматривается как крупная (Петрозаводская) дайка [10]. Неоднородность строения подчеркивается также региональными магнитными полями в пределах акватории Онежского озера и



Рис. 5. Геоморфологические (и геологические) структуры Прионежья: слева – на космическом снимке, в центре – в магнитных полях, справа – в тепловых полях по [4-6].

побережья (рис. 5). Профиль III—VIII Петрозаводск – Вознесенье длиной около 140 км был пройден по западному берегу Онежского озера (рис. 6) и пересек пять отчетливо разломных зон: Петрозаводскую, Выжскую, Ладвинско-Прионежскую, Балтийско-Мезенскую и Вознесенскую, что подчеркивает сложное строение земной коры под изучаемой территорией, несмотря на то, что сейсмические поля могут интерпретироваться неоднозначно.

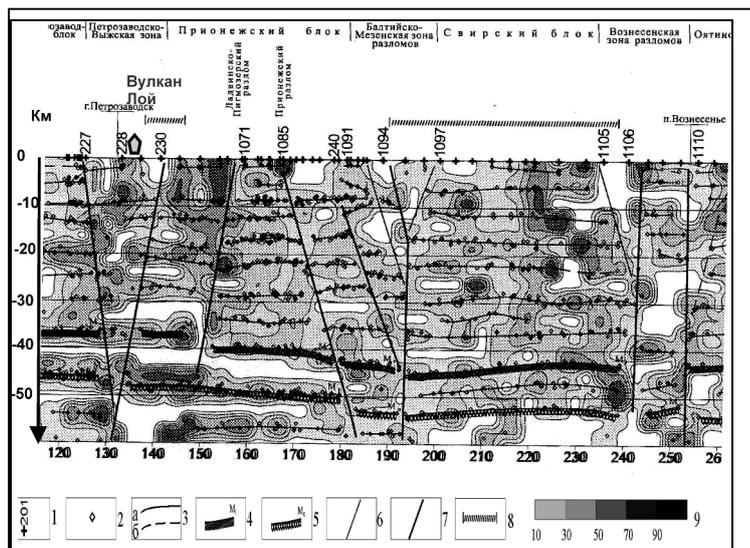


Рис. 6. Глубинный разрез и обменоспособность среды по МОВЗ. Профиль III-VIII. 1 – пункты наюлюдений и их номера; 2 – точки проявления обменных волн; 3 – границы обменов: а – уверенные, б – менее уверенные; 4 – кровля зоны перехода кора – мантия; 5 – подошва перехода кора – мантия; 6 – внутрикоровые разломы; 7 – мантийные разломы, разрывающие M_I и M_{II} ; 8 – зоны, перспективные на поиски урана; 9 - обменоспособность среды, %.

Местное погружение уровня земной коры приурочено к зоне повышенных значений теплового поля, а локальная наибольшая обменоспособность среды характерна в структуре «Рыбрека» там же, где минимальны значения магнитных аномалий и проходит граница теплового поля (рис. 6, 7). Последовательность изучения конкретных объектов на выделенной территории обусловлена в первую очередь информативностью их геофизических полей. В формировании кольцевой структуры «Шапша», определенную роль играли как кристаллический фундамент, так и четвертичная краевая морена. Петрозаводская дайка, выявленная геофизическими полями прослеживается по ним через Логмозеро на север и также отражена на профиле МОВЗ.

Таким образом, исходя из общих закономерностей расположения современных систем основных разломов вдоль меридианов, а перпендикулярных к ним трансформных в широтном направлении сделано предположение об определенном единообразии динамики их возникновения в любом промежутке времени, что может быть обусловлено исключительно особенностями разрушения коры любого типа под воздействием горизонтальных нагрузок на блоки и их

разнонаправленного перемещения. Высота вулканов составляла, возможно, до 1000 метров и более, диаметры кальдер – достигали 6 км. Однако достоверно провести аналогии с современными структурами крайне сложно.

Данные исследования находятся на начальном этапе, однако полученные результаты позволяют увидеть существенную смену составов пород и минералов после рубежа в 1850 Ма с главенствующей ролью железа и щелочей, что свидетельствует о

необратимой смене основного-ультраосновного высокомагнезиального магматизма на субщелочной и щелочной с другой металлогенической спецификой [8].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бычков А.Ю., Куликова В.В., Куликов В.С. Реконструкция Гирвасского палеовулкана/ Материалы Первого всероссийского палеовулк. симпозиума, 20-25 августа 2001 г., г. Петрозаводск «Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия», Петрозаводск, 2001, с.21-22
2. Глубинное строение и сейсмичность Карельского кратона и его обрамления //Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск, Карельский научный центр, 2004
3. Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1983, с.192.
4. Горный В.И., Шилин Б.В., Ясинский Г.И. Тепловая аэрокосмическая съемка. М.: Н., 1993.128с.

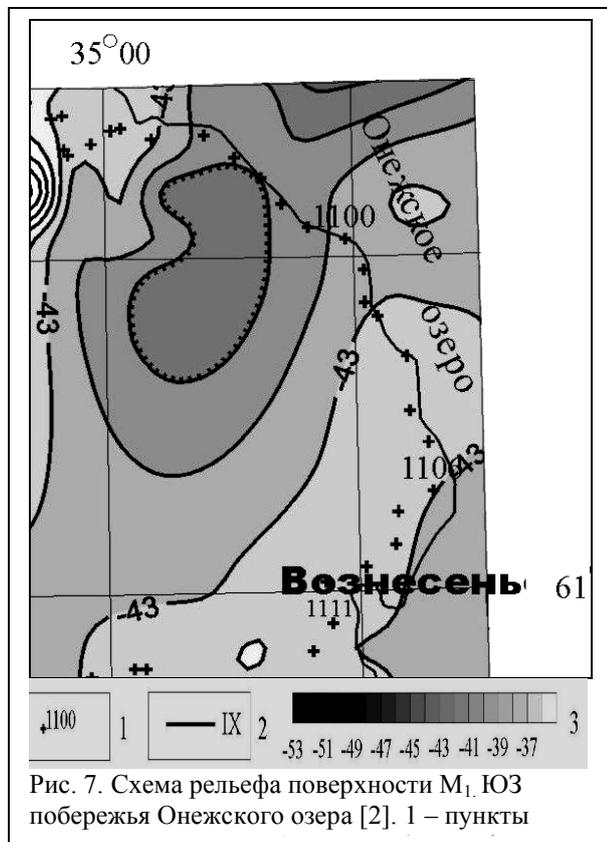


Рис. 7. Схема рельефа поверхности М₁ ЮЗ побережья Онежского озера [2]. 1 – пункты

5. Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии / Отв. Редактор Н.Н. Колотилова; Ин-т микробиологии. - М.:Наука, 2004, 348 с.
6. История Земли в галактических и солнечных циклах // Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. Петрозаводск. Карельский научный центр РАН, 2005, 250 с.
7. Куликов В.С., Куликова В.В. Докембрийская геология территории Ботанического сада /HORTUS BOTANICUS (международ. журнал бот. садов), № 1, Петрозаводск, 2001, с. 19-24.
8. Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. Вулканы центральной и Южной Карелии как отражение геодинамической активизации тектонических швов в палеопротерозое в сравнении с современными вулканическими структурами // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы XIV международной конференции. 1 часть. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 308-312.
9. Петров П.Ю. Модель морфогенеза строматолитов //Литология и п. и. 1996, №3, с.258-269.
10. Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 1979. 208 с.
11. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология) /Ред. В.С.Куликов, Петрозаводск.: КНЦ РАН, 1999, 96 с.
12. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А., Хухма Х. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам. //Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. Петрозаводск. Вып. 10. С.49-68
13. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene // Reprinted from Episodes. 2004. Vol.27, № 2, pp.83 – 100.

14. http://karelnedra.karelia.ru/geolinform/onego_skv5.htm

15. Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W., Haase K.M., Kroner A., Kulikov V.S., Kulikova V.V., C.-D.Garbe-Schoberg, and Nemchin A.A. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield//Contrib.Mineral.Petrol.(1998) 130: 134-153.

Глубинное строение земной коры Белого моря и континентального обрамления.

Н.В. Шаров¹, В.А. Журавлев²

¹ *Институт геологии Карельского НЦ РАН г.Петрозаводск sharov@krc.karelia.ru*

² *ОАО Морская арктическая геологоразведочная экспедиция г.Мурманск vitalyzh@mage.ru*

Структура земной коры региона имеет сложное мозаично-неоднородное строение. Блоки ограничены зонами глубинных и других крупных разломов, пересекающих всю кору или отдельные ее слои и обуславливающие тем самым дискретность ее структуры в горизонтальном направлении. Ни одна из промежуточных границ в коре не прослеживается повсеместно, но это не значит, что региональной расслоенности не существует. Она проявляется в закономерном изменении физических свойств вещества с глубиной, в сохранении мощности отдельных скоростных этажей для одинаковых геоструктур.

Из региональных границ в кристаллической коре наиболее известны границы K_1 и K_2 , которые разделяют три этажа земной коры со скоростью продольных и поперечных волн: 5.8-6.3 и 3.5-3.8 км/с (верхний этаж), 6.3-6.7 и 3.6-3.9 км/с (средний), 6.8-7.3 и 3.7-4.2 км/с (нижний). Наиболее надежно граница K_1 выявлена по интенсивным обменным волнам. В ГСЗ ей иногда отвечает серия отражающих площадок на глубине 12-20 км, но чаще всего это условная граница, отделяющая верхний слой коры с резко меняющейся скоростью по латерали от ослабленного промежуточного, где скорость меняется в более узких пределах (6.2-6.4 км/с).

Другую природу, очевидно, имеет граница K_2 , прослеженная по отраженным и обменным волнам на глубине 20-35 км со скоростью продольных волн 6.8-7.1 км/с. Разделяемые ею скоростные этажи в отдельных блоках различаются средними величинами сейсмической скорости 0.2 км/с. Преобладающая скорость выше этой границы (6.5-6.6 км/с) соответствует кислым породам амфиболитовой фации метаморфизма. Ниже границы K_2 скорость превышает величину 6.8-7.0 км/с. Это может быть субстрат, представленный смесью основных и ультраосновных пород.

Волны K_1 и K_2 часто выделяются в последующих вступлениях. Их большая интенсивность позволяет относить их к отраженным или обменным волнам от достаточно резких границ. По соотношению времен прихода волн K_1 и K_2 с их аналогами в первых вступлениях можно предположить, что они сформированы отраженными и преломленными волнами от кровли слоев со скоростями: 6.4-6.7 км/с и 6.7-7.0 км/с соответственно.

В целом, сравнительный анализ волновых полей по всем профилям региона позволяет выбрать некую общую (базовую) модель земной коры, которую можно использовать как исходную для выявления общих тенденций изменения физических параметров кристаллической коры по площади. Такая модель является определенной формой аппроксимации реальной скоростной структуры коры, она позволяет представлять разрезы для всех профилей в единой форме и проводить построение трехмерной скоростной модели.

В качестве такой опорной модели для кристаллической коры исследуемого региона была выбрана трехслойная модель со скоростями продольных волн 5.8-6.4 км/с в верхнем слое (верхний этаж), 6.5-6.7 км/с в среднем и 6.8-7.2 км/с в нижнем. Слои разделены отражающими горизонтальными K_1 и K_2 и отделены от верхней мантии границей M со скоростью 8.0-8.2 км/с. Граница K_2 , скорее всего, обусловлена изменением реологических свойств пород на больших глубинах и поэтому с ней не связано изменение плотности. Из

опыта моделирования, граница K_1 , чаще всего, отражает изменение петрофизических свойств - увеличение основности пород разреза, что, как правило, отражается в увеличении плотности.

Построенная трехмерная скоростная модель основана на описанной выше базовой модели земной коры. Она представлена четырьмя картами-схемами в масштабе 1:2500 000 глубин до границ фундамента, K_1 , K_2 и M , то есть до кровли слоев со скоростями 6.0, 6.5, 6.8 и 8.0 км/с. Такая серия карт характеризуется общим фон изменчивости структуры коры по площади.

Граница K_1 залегает на различных глубинах, в верхней части коры имеются высокоскоростные внедрения и низкоскоростные пропластки мощностью 3-8 км в отдельных блоках. Отмечается общая тенденция уменьшения ее глубины до 13-15 км на юге - востока Кольского полуострова и в отдельных частях Белого моря, а также северной части Архангельской области. В остальной части мощность верхней коры изменяется от 17 до 20 км.

Граница K_2 описывает несколько иную картину, чем по вышележащему горизонту K_1 . Локальный подъем этой границы до 18-20 км отмечается в районе геотраверса АР-3 в Белом море и под Мезенской структурой до 25 км и на Кольском полуострове, на фоне средних глубин 28-30 км в других частях региона.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН №6

УДК 550. 836.2: 551.242.4

**Тепловой режим и новейшая геодинамика литосферы пограничных районов
Мезенской синеклизы**

*Ю.Г. Шварцман, тел. (8182)285541, факс (8182)287636, Shvartsman2007@yandex.ru
Поморский государственный университет,
Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия*

Мезенская синеклиза граничит на севере и западе с Балтийским щитом, на северо-востоке и востоке с Канино-Тиманским кряжем. Фундамент синеклизы архей-протерозойского возраста. Достоверные последние по времени активные геодинамические процессы зафиксированы в девоне-нижнем карбоне, когда в результате диатремового вулканизма образовались месторождения алмазов Архангельской алмазоносной провинции. В кайнозое Мезенская синеклиза, в основном, прогибается на фоне воздымающихся поднятий Балтийского щита и Канино-Тиманского кряжа. Мощность кайнозойских отложений достигает 100 м и более.

В настоящее время накоплен значительный объем геолого-геофизических данных, позволяющих судить о новейших геодинамических процессах в литосфере в пределах синеклизы и, особенно, в ее пограничных районах, где имеются материалы изучения и синеклизы, и прилегающих территорий. Прежде всего, это данные ГСЗ и ГМТЗ, неоднократно переинтерпретированные разными исследователями и наиболее достоверные в последней по времени редакции [1, 2]. Они дают сведения о мощности земной коры и литосферы в целом, а также о скоростях продольных волн в верхней мантии литосферы. Кроме того, имеются сведения о температурах осадков и плотности кондуктивного теплового потока (КТП) по данным глубоких скважин на суше и прилегающей акватории Баренцева моря [3, 4, 5], а также о конвективном тепловом потоке по данным съемок из космоса [6]. Накоплен некоторый объем информации о современных сейсмичности и движениях поверхности суши на ряде наблюдательных станций [7, 8]. Особенно много новых геолого-геофизических данных получено в процессе изучения Зимнебережного алмазоносного района и прилегающих территорий.

Далее рассматриваются новейшие геодинамические процессы на границе синеклизы и Балтийского щита по районам Соловецких островов, Беломорско-Кулойского плато (Зимнебережный район), Кенозерья и на границе с Канинским поднятием Канино-Тиманского кряжа в районе Шойны.

Соловецкие острова По всем имеющимся геофизическим данным в этом районе существует поднятие подошвы земной коры и выступ мантии [9]. С одной точки зрения, это мантийный диапир, а с другой – это поднятие блока коры по глубинному разлому в зоне сочленения Балтийского щита и Мезенской синеклизы. Скорее всего, здесь имеется и то, и другое: мантийный диапир, поднятие которого сопровождается разломами земной коры. Мощность земной коры под архипелагом оценивается от 30 до 40 км, а литосферы в 110-120 км. По материалам ГМТЗ в нижней части земной коры и самых верхах мантии (сообщение А.А. Ковтун) отмечен слой пониженного до 700 Ом.м сопротивления в диапазоне глубин 30-40 км [9].

Оценка плотности глубинного теплового потока (КТП), выполненная исходя из имеющихся данных о мощности земной коры и литосферы, тепловых свойствах горных пород региона, показывает, что ее значения должны быть в диапазоне 50-55 мВт/м², что существенно больше, чем на прилегающих территориях. Глубинное тепло верхней мантии доходит здесь до дневной поверхности и фиксируется тепловыми съемками из космоса в виде интенсивной температурной аномалии и, по данным В.И. Горного [9], аномалии повышенного конвективного теплового потока по разломам в земной коре. Расчетные температуры на подошве земной коры – поверхности Мохоровичича получены примерно в 450-510⁰ С при мощности земной коры 30 км и 600 – 680⁰ С при мощности в 40 км.

На большинстве наблюдательных пунктов по побережью и островам Белого моря за период с 1921 по 1980 гг. определены скорости поднятий в результате вертикальных движений от 0,40 до 5,0 мм/год [8]. На Соловках в период 1924-1980 годов эта скорость в среднем составила 1, 05 мм/ год. Наибольшие скорости поднятий 3,14-5,05 мм/год зафиксированы западнее и северо-западнее Соловков по берегам Кандалакшского залива. Наименьшие, вплоть до опусканий, установлены восточнее по Зимнему берегу уже в пределах Мезенской синеклизы.

В акватории Белого моря, по имеющимся данным за 1467-1995 годы, зарегистрировано значительное количество ощущавшихся сильных землетрясений. Однако район Соловецких островов свободен от эпицентров землетрясений. Практически все землетрясения с магнитудой 4,5-5,0 отмечены западнее и северо-западнее архипелага в Кандалакшском заливе. Здесь произошли все события с глубиной очагов 16-20 и более км. Восточнее островов в Двинской губе и на прилегающей суше зарегистрированы, в основном, землетрясения с магнитудой менее 4,5 при глубинах очагов до 15 км [7]. Очевидно, что архипелаг находится в зоне, разделяющей структуры с разными характеристиками сейсмичности. Возможно, что это связано с развитием мантийного диапира под архипелагом. Обычно в таких ситуациях сейсмичность приурочена к периферии мантийных и внутрикоровых крупных образований.

Приведенные данные показывают, что для территории Соловецких островов характерны уменьшение мощности литосферы и земной коры, развитие мантийного диапира и относительно повышенные значения глубинного теплового потока. Архипелаг находится в зоне глубинных разломов на границе Балтийского щита и Мезенской синеклизы, разделяющей территории с разными скоростями современных движений земной поверхности и характеристиками сейсмичности. Это определяет высокую геодинамическую активность литосферы как в геологическом прошлом, так и в новейшее время.

Геодинамические особенности литосферы архипелага проявляются в развитии экстразональных биоценозов на Большом Соловецком острове, более южных, чем это следует из его широтного положения [9]. Повышенный тепломассопоток из недр обеспечивает здесь существование ареалов среднетаежной растительности на фоне типичной северной тайги.

Зимнебережный алмазоносный район расположен в западной части Беломорско-Кулойского плато (БКП), представляющего собой неотектонический свод с высотами рельефа до 217 м. По данным фото и спектрзональных съемок из космоса свод выделяется как кольцевая структура диаметром до 150 км, в которую вложены малые кольцевые структуры и которая разбита глубинными разломами разного простирания. По данным В.Н. Широбокова [2] кольцевая структура свода имеет плутоногенное происхождение. При этом в западной ее части преобладают вулcano-тектонические образования с алмазоносными диатремами (трубками взрыва), а в восточной – магматогенные эффузивные породы верхнедевонско-среднекарбонического возраста.

Значения теплового потока (КТП), определенные по скважинам глубиной до 700 м, пробуренным на месторождениях им. М.В. Ломоносова и В.П. Гриба, с учетом поправки за палеоклимат составляют 35,0-40,0 мВт/м². Такие значения ТП типичны для древних платформ.

Рассмотрим особенности глубинного строения Зимнебережного алмазоносного района, которые влияют, а часто определяют плотность глубинного теплового потока. Мощность земной коры здесь близка к 40 км [1], т.е. достаточно велика для платформенных территорий. Глубины до поверхности фундамента на его выступах, к которым приурочены трубки взрыва, в пределах 0,5-1,2 км [2]. Соответственно мощность консолидированной коры около 39 км. Скорость продольных волн в верхней мантии по данным [1] составляет 7,8-8,0 км/с, что свидетельствует о наличии выступа астеносферы под Зимнебережным районом и возможном частичном плавлении пород ниже поверхности Мохоровичича. Результаты магнитотеллурических зондирований ГМТЗ показывают [2], что под выступами фундамента в верхней мантии и даже в нижних горизонтах земной коры имеются блоки пород с низкими значениями кажущегося сопротивления около 100 Ом.м. Причем эти блоки прослеживаются до глубин 300 км. В соседних с выступами грабенах кажущееся сопротивление пород еще ниже, до 10 Ом.м.

По данным [10] электрические сопротивления мантийных ультраосновных пород в диапазоне 100-200 Ом.м свидетельствуют о приближении состояния этих пород к солидусу, а значения 10 Ом.м – соответствуют их частичному плавлению с долей расплава до 15%. Этому состоянию отвечает аномалия скоростей в мантии 0,40-0,45 км/с. Близкие к этим значения скорости и определены для Зимнебережного района на фоне нормальных для верхней мантии 8,1-8,3 км/с и более высоких до 8,4 км/с в восточной части плато. Малой степени плавления пород мантии соответствует по [11] и небольшая высота неотектонического поднятия плато чуть более 200 м, обусловленного разуплотнением мантии. Для земной коры мощностью 40 км и аномальной мантии с температурой солидуса 1000-1200⁰ С в первые несколько миллионов лет изменения (рост) температуры происходят, главным образом, в нижней части коры, а в верхней она остается практически прежней. По [11] только примерно через 15 млн. лет после подхода аномальной мантии к коре в ней достигается режим, близкий к стационарному.

Судя по всему, приведенные данные свидетельствуют о развитии рифтового процесса в зоне древнего Кандалакшско-Двинского рифта в новейшее время. Кроме вышеуказанных геофизических данных по глубинному строению это показывает и структура современного рельефа Беломорско-Кулойского плато. В средней своей части оно разделено долиной рек Мегры и Котуги, в плане соответствующей более древней палеодолине, по которой проходит Мегра-Кепинская зона глубинных разломов субмеридионального простирания. Эта долина представляет собой значительное понижение рельефа с отметками 50-110 м на фоне 130-210 м, характерных для повышенных частей плато. Ширина долины составляет до 50 км на севере плато и 30-40 км на юге. В средней части долина сужена до 15 км. Мощность четвертичных отложений в долине превышает 100 м, хотя на прилегающей территории она не более 20-40 м. Именно к этой зоне приурочено сокращение мощности земной коры от 40 км на западе до 32-36 км на востоке, и здесь отмечена наименьшая скорость продольных волн в верхней мантии 7,8-8,0 км/с. При региональном сжатии, доминирующем на

Европейском Севере России в результате спрединга в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов Гаккеля-Нансена, Мона и Книповича, на самом Беломорско-Кулойском плато определены преобладающие неотектонические напряжения, обуславливающие условия растяжения в литосфере в направлении запад-восток.

Таким образом, можно считать, что на неотектоническом своде Беломорско-Кулойского плато в настоящее время уже развивается рифтовая долина, и процесс активизации литосферы и распада свода продолжается. Казалось бы, этим данным противоречат низкие значения теплового потока, определенные в западной части свода на месторождениях алмазов. Однако по данным [12] на «плечах» современных континентальных рифтов, как правило, отмечаются значения КТП, не превышающие 40 мВт/м². Высокая плотность КТП характерна для рифтовых долин и впадин, зон глубинных разломов. К сожалению, в предполагаемой рифтовой долине Беломорско-Кулойского плато измерения ТП пока не выполнялись.

В **Кенозерье** по данным бурения кристаллические породы щита погружаются к востоку, и на них несогласно залегают осадочные породы протерозоя, венда, девона и карбона. Явно выраженных разрывных нарушений бурением не установлено. Геологической съемкой установлены древние разрывные нарушения, существенно осложняющие строение района. Наиболее древние из них имеют северо-западное простирание. Далее по возрасту идут разломы северо-восточного простирания, а самые молодые – субмеридиональные, сформированные в конце верхнего протерозоя. Судя по конфигурации рукавов Кенозера, озер Свиного и Долгого, разломы северо-восточного и субмеридионального простираний омоложены в новейшее время, и по ним отмечаются значительные смещения рельефа местности и дна водоемов.

Мощность земной коры района около 40 км. Скорости продольных волн в верхней мантии на щите 8,1 – 8,2 км/с, а в прилегающей к нему западной части Мезенской синеклизы пониженные до 7,8 – 8,0 км/с [1]. Последнее свидетельствует об активизации геодинамических процессов в литосфере на границе щита и платформы.

Достоверные данные о тепловом состоянии литосферы территории в настоящее время отсутствуют. На прилегающих площадях значения кондуктивного теплового потока низкие до 20 – 30 мВт/м². В то же время по данным интерпретации тепловых космических съемок, любезно предоставленных В.И. Горным, выделены линейные зоны повышенного кондуктивного теплового потока, продолжающиеся к северо-востоку от Андомской возвышенности с южного побережья Онежского озера. Судя по всему, это свидетельствует об активном выносе тепла из недр по зонам омоложенных глубинных разломов и обеспечивает повышенную теплообеспеченность ландшафтов Кенозерья.

Шойна. В геологическом отношении полуостров Канин представляет собой зону сочленения структур Мезенской синеклизы и самой северо-западной части Канино-Тиманской гряды, представленной здесь Канино-Северотиманским мегавалом. Фундамент перекрывают более молодые, вплоть до современных, осадочные породы мощностью до 2-2,5 км. Глубинный разлом северо-западного простирания, Западно-Тиманский краевой шов отделяет Мезенскую синеклизу от структур Тимано-Печорской плиты в целом и, в частности, от Канино-Северотиманского мегавала с фундаментом, сформировавшимся в результате байкальской складчатости. Кайнозойский этап развития характеризуется значительными вертикальными перемещениями блоков, достигающими нескольких сотен метров [13].

Мощность земной коры Канина по данным глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) в пределах 35-38 км. Толщина литосферы (глубина астеносферы) по геотермическим данным возрастает с севера на юг от 100 до 150 км. Скорости продольных волн по поверхности верхней мантии составляют 7,8-8,0 км/сек [1].

Известно, что на территории севера Мезенской синеклизы, включая большую часть Канина, преобладают современные опускания земной коры. Однако по данным [8] за период с 1949 по 1980 гг. на береговых пунктах наблюдений зафиксированы восходящие

вертикальные движения со скоростью 0,19 мм/год на мысе Конушин и 0,51 мм/год в Шойне. Это свидетельствует об особенностях режима движений земной коры западной части Канина и об увеличении скорости поднятия в северной его части, включающей, очевидно, хребет Канин Камень. Скорее всего, прогибание Мезенской синеклизы идет не монотонно и однонаправлено, сменяясь периодически воздыманием отдельных ее частей, которое мы и наблюдаем в настоящее время. Преобладающее воздымание Канинской части Канинско-Северотиманского мегавала более очевидно в течение всего четвертичного времени [13].

Геотермических исследований в буровых скважинах до настоящего времени на Канине не проводилось. Сведения о тепловом состоянии его литосферы получены в результате интерполяции и обобщения данных по прилегающей с юга Мезенской синеклизе и акватории юго-восточной части Баренцева моря [4, 5, 10]. Значения кондуктивного теплового потока на Канине оцениваются в 40-50 мВт/м² в южной его части, а севернее мыса Конушин в 50-60 мВт/м². По [4] КТП в северной части Канина может достигать 60-80 мВт/м². Надо отметить, что эти высокие оценки значений КТП вполне вероятны, что подтверждается результатами геотермических исследований дна юго-восточной части Баренцева моря, омывающего северный берег полуострова. Термопрофилирование дна моря с помощью термоволочка [5] показало, что придонные температуры у побережья Канина самые высокие в регионе и превышают 5°C, закономерно снижаясь по направлению к северу и к Новой Земле до 0°C и ниже.

В результате построения тепловой трехмерной модели Баренцевоморского региона, обобщающей материалы геотермических исследований в глубоких скважинах, пробуренных в дне акватории, выявлен «температурный купол» [4], характеризующийся максимальными температурами верхней части земной коры, превышающими фоновые до 20-40°C на глубинах до 5 км. Его апикальная часть приурочена к северной части Канина, а сам купол охватывает, очевидно, весь полуостров и прилегающие части Горла Белого и Чешской губы Баренцева морей. Геотермические градиенты здесь превышают 30°C/км, что значительно выше, чем на всей прилегающей суше, но характерно для литосферы южной части Баренцева моря.

Выводы. На границах щита и гряды с синеклизой выделены линейные зоны пониженных скоростей $V_p = 7,8-8,0$ км/с в верхней мантии. Это свидетельствует о начавшейся ее активизации. Однако на разных территориях этот процесс охватил либо всю вышележащую земную кору, либо только еще начинается. Проявляется это в развитии сводовых поднятий (Соловки, БКП), понижении электрического сопротивления пород низов земной коры и верхней мантии в связи с повышением термического режима вплоть до начала плавления (БКП, Соловки), повышении в первую очередь кондуктивного (Соловки, Кенозерье), а далее и кондуктивного теплового потока (Соловки, Шойна).

По проявлению на дневной поверхности, наиболее высокой степени активизации литосферы достигла на Соловках и БКП. Однако необходимо отметить и значительно худшую изученность Кенозерья и Шойны, что требует продолжения исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Костюченко С.Л. Глубинные модели севера Восточно-Европейской платформы и прилегающих районов // Строение литосферы российской части Баренц-региона. Ред. Н.В. Шаров и др. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2005. С. 80-96.
2. Ширококов В.Н. Некоторые особенности глубинного строения Зимнебережного алмазонасного района // Разведка и охрана недр. 1997. №5. С.21-25.
3. Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. 115 с.
4. Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Тепловая трехмерная модель Баренцево-Карского региона // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб, ВНИИОкеангеология, 2002. С. 184-192.

5. Суетнов В.В., Голионко Г.Б., Максимов Н.И., Осадчий В.Г., Приходько А.А, Грицик И.И., Кутузов О.Н. Региональные геотермические исследования в юго-восточной части Баренцева моря // Геотермические исследования на дне акваторий. М.: Наука, 1988. С. 68-71.
6. Горный В.И. Геодинамика Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ (по данным дистанционного геотермического метода) // Региональная геология и металлогения. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. № 12. С. 76-86.
7. Юдахин Ф.Н., Французова В.И. Сейсмичность Севера европейской части России // Поморье в Баренц-регионе на рубеже веков: экология, экономика, культура. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2000. С. 276-277.
8. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. – Т.П. Белое море. – Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.
9. Природная среда Соловецкого архипелага в условиях меняющегося климата./Под ред. Ю.Г. Шварцмана, И.Н. Болотова. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 184 с.
10. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Шуман В.Н. Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наукова думка, 1987. 184 с.
11. Артющков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
12. Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. 200 с.
13. Гецен В.Г. Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 172 с.

УДК 550.343

Особенности и перспективы применения радоновых и гидрогеодинамических исследований для изучения изменений геодинамической обстановки

А.К. Юрков, В.И. Уткин, Д.Ю. Демежко

Тел. (343)2679519; факс (343)2678872; E-mail: voutkin@mail.ru

*Институт геофизики Уральского Отделения Российской Академии Наук,
г. Екатеринбург, Россия*

Интерес к изучению катастрофических геодинамических явлений на основе геофизических методов возник в Институте геофизики в далекие пятидесятые годы прошлого столетия. Еще в 1953 году Ю.П.Булашевич (устное сообщение) проводил натурные эксперименты в шахтах Кизеловского угольного бассейна по изучению информативности объемной активности радона (ОАР) для прогнозирования внезапных выбросов газа и угля. В начале девяностых годов прошлого века, в связи с проблемой горных ударов на шахтах Северо-Уральского бокситового рудника, опять же по инициативе Ю.П.Булашевича в Институте геофизики продолжились работы по применению ОАР, как индикатора геодинамических процессов. Именно 1991 год можно считать началом плановых работ в Институте по проблеме прогноза горных ударов и тектонических землетрясений на основе измерений изменений объемной активности почвенного радона. Накопленный за прошедшее с того момента время теоретический и экспериментальный материал в результате крупномасштабных экспериментов на шахтах СУБРа, Северном Тянь-Шане, Курильских островах и Сахалине позволил достаточно глубоко разобраться в проблемах прогнозирования времени и места тектонических событий.

Основываясь на собственных результатах и используя результаты огромной работы, проведенной и проводимой многочисленными исследователями в России и других странах, В.И.Уткин с коллегами убедительно показал, что основным видом деформации при подготовке тектонического события является деформация изгиба [1]. Именно при этом виде деформации в земных недрах могут образовываться зоны сжатия и зоны растяжения. Наличие таких зон позволило объяснить многие закономерности поведения объемной активности почвенного радона, в том числе и результаты эксперимента, проведенного в

Калифорнии под руководством Chi-Yu King [2]. Полученный в результате почти двадцатилетних исследований опыт позволил решить ряд вопросов, связанных с проблемой предвестников и прогноза землетрясений. В частности, стало возможным объяснить неудачное применение ряда используемых для прогнозирования предвестников, и, в какой-то мере, реабилитировать саму идею возможности осуществления прогноза. В первую очередь это касается гидрогеодинамического способа прогноза по измерению уровня жидкости в стволах скважин.

Мнения о возможности осуществления прогноза, высказанные разными учеными, зачастую разнятся диаметрально противоположно. Имеется много публикаций, в которых убедительно доказывается невозможность какого-либо прогноза из-за наличия огромного количества трудно учитываемых факторов [3]. Тем не менее, по-прежнему во многих странах ведутся работы по поиску надежных предвестников тектонических событий. Определенный импульс для активизации таких работ дают случающиеся в различных районах земного шара катастрофические землетрясения. Безусловно, что никакие доказательства о невозможности прогнозирования таких событий не остановят исследования в этом направлении. Несмотря на проблематичность прогноза тектонических событий, в ряде сейсмоопасных регионов мира предприняты определенные шаги в практическом плане. В частности, созданы комиссии, в задачу которых входит сбор, анализ и обобщение прогнозов полученных различными методами. В ряде случаев в таких структурах присутствуют даже экстрасенсы. В России, на Камчатке и Сахалине, организованы филиалы Федерального центра прогнозирования землетрясений на базе учреждений РАН и ряда других организаций в основном геологического профиля [4]. Эти филиалы работают в тесном контакте с областными администрациями. Результаты их работы имеют, кроме практического, большой научный интерес, особенно в плане оценки информативности различных предвестников.

К настоящему времени известно более 200 предвестников тектонических событий! И их число несомненно будет увеличиваться. Другое дело, что возможности и применение каждого метода имеет свои индивидуальные ограничения, как со стороны технической реализации мониторинговых наблюдений, так и в плане наличия четкого прогностического эффекта и надежности его срабатывания. В работе [4] группой камчатских ученых приведены статистические данные об эффективности ряда предвестников из числа реализуемых в данном регионе. Приведенные результаты показывают, что наибольшей эффективностью обладают методы, основанные на измерениях ионосферных полей. На втором месте стоит радоновый предвестник. И, что интересно, из 6 анализируемых методов не нашлось места гидрогеодинамическому способу, основанному на измерении уровня столба жидкости в скважинах [4]. Хотя он, по своему физическому обоснованию, должен быть наиболее информативным и именно его используют в качестве основного на большинстве наблюдательных полигонов в сейсмоактивных районах России. В чем же причины такой низкой эффективности гидрогеодинамического метода?

На наш взгляд все причины можно объединить в две группы. К первой группе относятся геологические факторы, включающие в себя особенности геологического строения рассматриваемого региона, наличия разломной тектоники, протяженность водоносных горизонтов, величины геотермического градиента и ряд других.

Ко второй группе относятся причины, связанные с организацией наблюдений и использованием скважины как геофизического инструмента. Сюда можно отнести правильный выбор информативного водоносного горизонта, герметичность обсадной колонны до гидрогеологического фильтра, отсутствие заколонной циркуляции скважинной жидкости, влияние метеофакторов и ряд других.

Первая группа причин накладывает ограничения на «дальнодействие» метода. В общем случае при формировании очага землетрясения передача изменения давления к наблюдательной скважине через поровое пространство, заполненное водой, осуществляется благодаря слабой сжимаемости жидкости. Но если между скважиной и горными породами, в

которых происходит изменение объема порового пространства за счет деформационных процессов, находится проницаемая тектоническая зона, то давление пластовой жидкости «сбрасывается» и за пределы зоны разлома практически не передается. То есть, тектонические зоны служат своеобразным экраном, не пропускающим изменение давления в подземной гидросфере, возникающее в очаге готовящегося землетрясения.

Отсюда следует, что «дальнодействие» метода определяется тектонической нарушенностью горных пород, ограничивающей возможность непосредственной передачи гидравлического давления в поровом пространстве от очага до наблюдательной скважины, то есть размерами монолитных блоков горных пород. Размеры блоков, ограниченных тектоническими зонами, редко превышают первые десятки километров. Поэтому не удивительно, что использованные для оценки эффективности в работе [4] землетрясения не отразились в гидрогеодинамическом поле. Все анализируемые события произошли на значительном расстоянии от наблюдательных станций.

Вторым существенным ограничением «дальнодействия» метода является глубина достижения критической температуры воды, равной $374,1^{\circ}\text{C}$. При такой температуре и давлении $217,7 \cdot 10^5 \text{Па}$ вода переходит в пароводяную смесь, обладающую большей сжимаемостью по сравнению с жидкой водой, что является существенным препятствием при передаче давления [5]. Глубина, на которой достигается такая температура, зависит от величины геотермического градиента в месте расположения наблюдательной скважины или точнее в ее информативной зоне. Так, для условий Южных Курил при геотермическом градиенте $0,1^{\circ}\text{C}/\text{м}$, эта температура достигается уже на глубинах 4-5 км.

Таким образом, причины первой группы ограничивают «дальнодействие» метода до размеров монолитных блоков и глубин очага землетрясений до 4-20 км. Естественно, что глубокофокусные события, происходящие на расстоянии сотен километров, непосредственно не должны отражаться в гидрогеодинамическом поле.

Вторая группа причин связана с особенностью использования скважины как геофизического инструмента. Здесь нет никакой оговорки, так как именно благодаря наличию скважины мы имеем возможность наблюдать за изменениями гидравлического давления в различных водоносных горизонтах. Успешная реализация гидрогеодинамического метода возможна в том случае, если рабочий водоносный горизонт гидравлически связан с деформируемым блоком горных пород. Поэтому, хотя в качестве рабочего горизонта выбирается самый нижний, нет никакой гарантии, что он будет самым информативным, особенно в районах слабого развития осадочного чехла.

Следующим важным условием успешной реализации рассматриваемого метода является отсутствие заколонных перетоков, то есть хорошего качества цементации затрубного пространства. Это обстоятельство является практически неконтролируемым при подготовке скважины к измерениям. В тех случаях, когда отсутствует обсадка и используется весь ствол скважины, изменение давления в одном из водоносных горизонтов может быть компенсировано за счет перетока жидкости в другой, без изменения положения уровня воды в скважине.

Таким образом, физические и геологические предпосылки применения гидрогеодинамического метода для прогноза землетрясений свидетельствуют о том, что этот метод является локальным с радиусом действия до первых десятков километров и при небольших глубинах очагов землетрясений. Именно об этом свидетельствуют многочисленные опубликованные данные по поведению уровня столба жидкости в скважинах перед-, во время и после землетрясения [6,8]. Один из примеров такого поведения гидрогеодинамического поля приведен на рисунке 1 [6].

Практически всегда регистрируются разнообразные изменения гидрогеодинамического поля, но только в редких случаях отмечается его закономерные изменения, меняющие свой характер именно в момент тектонического события. В большинстве же случаев предвестникового эффекта не наблюдается, что, исходя из вышесказанного, вполне объяснимо.

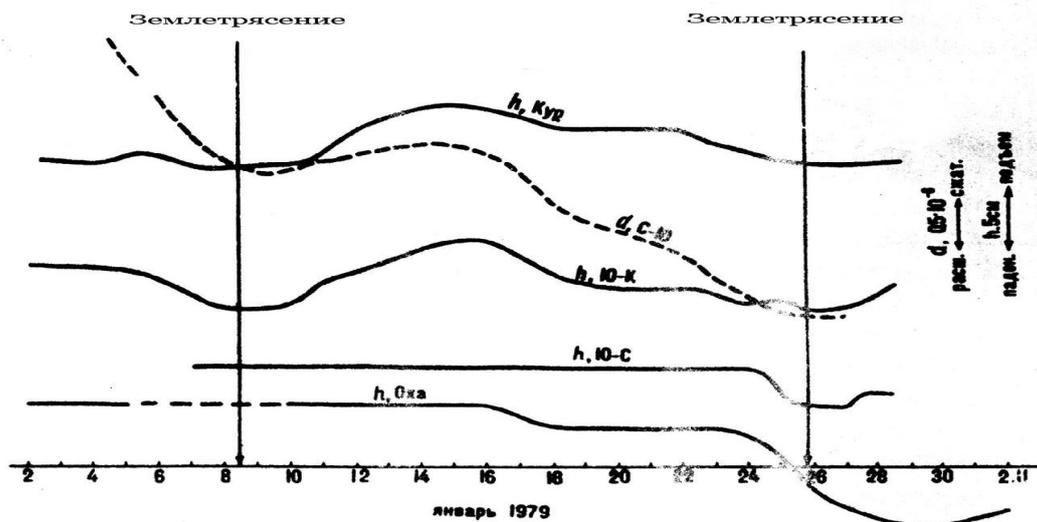


Рис.1. Изменение уровня воды в скважинах (h) и деформация поверхности Земли (d)

Высказанные соображения о локальности гидродинамического способа прогноза ни в коей мере не уменьшают его достоинства. Более того, именно его локальность является самой сильной стороной, так как появление предвестниковых изменений гидрогеодинамического поля свидетельствуют о готовящемся «близком» тектоническом событии, что является главным в пространственном прогнозе землетрясения. К этому следует добавить, что использование этого метода в режиме измерения только уровня столба жидкости не позволяет получить всю информацию, заложенную в изменениях гидрогеодинамического поля. Наиболее полную информацию дает модификация метода, основанная на измерениях движений жидкости в различных интервалах наблюдательной скважины. Такие наблюдения легко осуществляются путем измерения температуры жидкости стационарно расположенными по стволу скважины датчиками[9]. На рисунке 2 приведен фрагмент записи изменений температуры в наблюдательной скважине на острове Кунашир на горизонте 240м во время землетрясения 14 августа 2008г. Очаг землетрясения находился на расстоянии 132 км, глубина очага 10 км. Следует отметить, что расположенные выше по стволу скважины датчики не отметили закономерных изменений температуры во время этого события. Более подробно это изложено в материалах доклада, представленных коллективом авторов Демежко Д.Ю. и др.

Главным условием успешного применения того или иного метода для прогноза землетрясений является наличие «предвестникового» эффекта. Такому условию соответствует, кроме рассмотренного гидрогеодинамического метода, радоновый метод, занимающий второе место по эффективности, после ионосферных наблюдений, согласно публикации [4].

Полученные многими авторами статистически значимые закономерности изменения объемной активности радона перед тектоническими событиями свидетельствуют о том, что «дальние» события (более 50-100 км от датчика) и «близкие» отмечаются в поле радона разным характером его поведения. И при «близких», и «дальних» тектонических землетрясениях подготовка событий начинается с возрастания объемной активности радона (рис.3). «Дальние» тектонические события происходят практически всегда (в том числе и для горных ударов) после прохождения экстремума объемной активности радона (ОАР) через 1-5 дней на его нисходящей ветви или в самом начале плато низких значений.

«Близкие» события отмечаются после выхода нисходящей ветви на плато низких значений ОАР [7]. То есть, если событие не произошло на нисходящей ветви кривой изменения ОАР, то существует высокая вероятность того, что может произойти тектоническое событие вблизи от точки наблюдения.

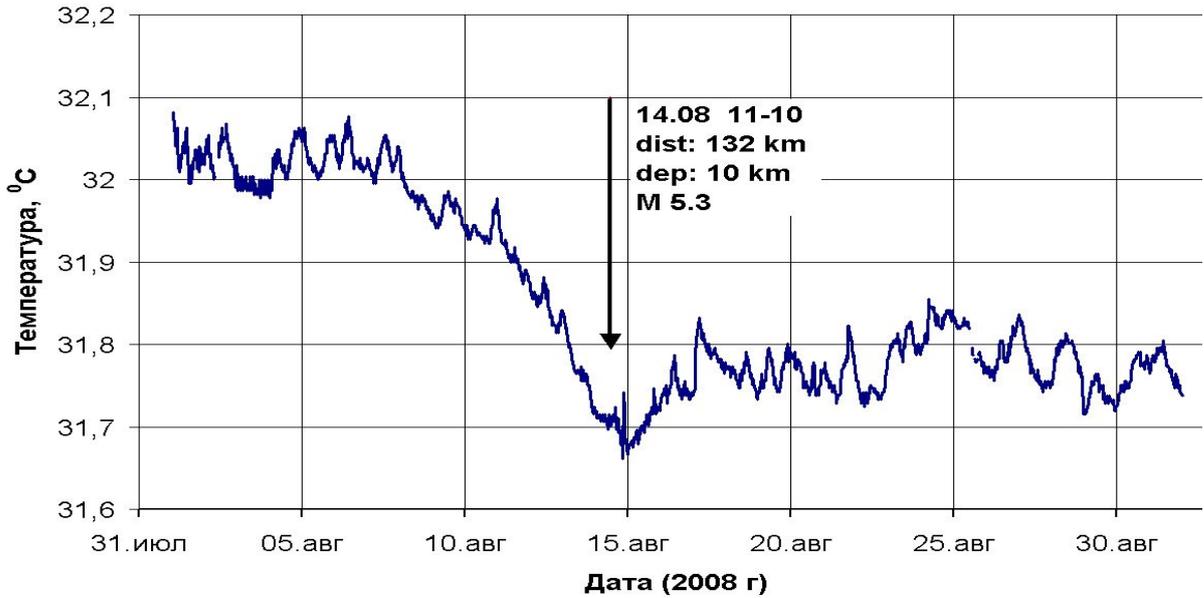


Рис.2. Изменение температуры на глубине 240 м. в наблюдательной скважине на острове Кунашир

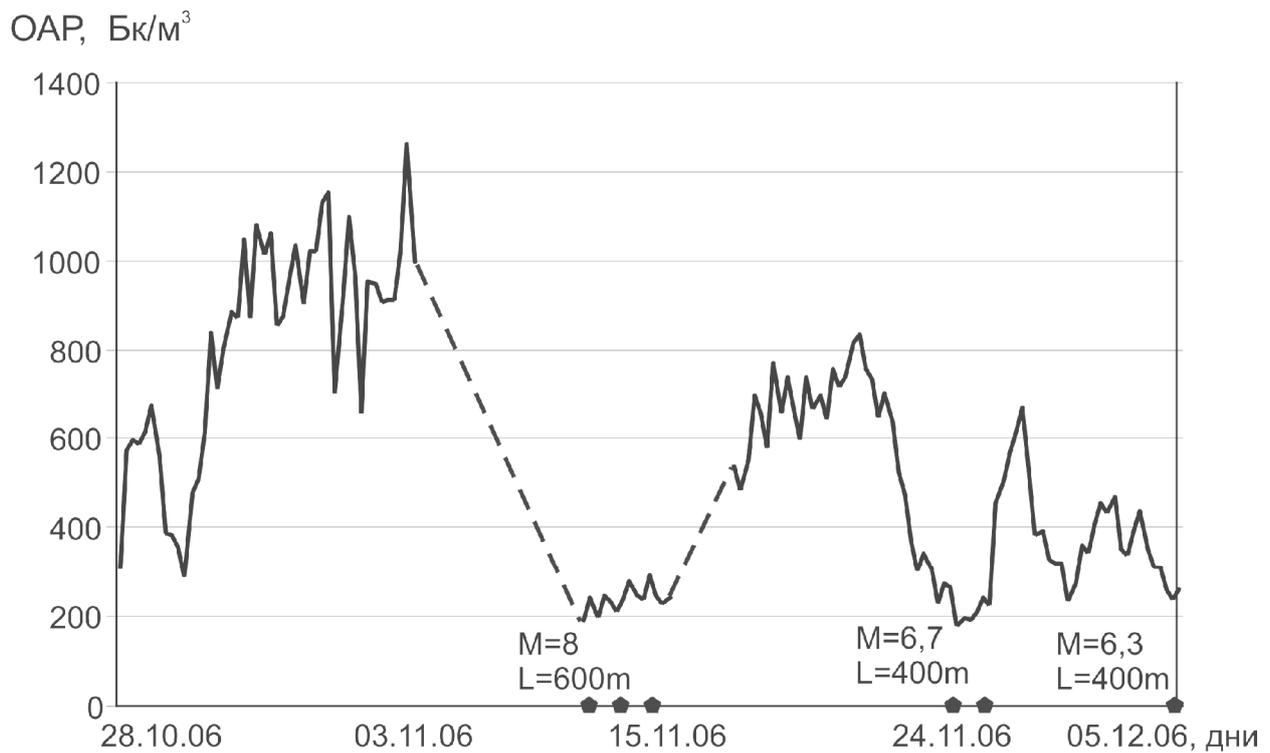


Рис. 3. Изменения объемной активности радона на полигоне острова Кунашир

В заключение хотелось бы отметить, что существование более чем 200 предвестников тектонических землетрясений вселяет определенный оптимизм в решение проблемы прогноза. Выбор предвестников с реальным прогностическим эффектом, позволяющих проводить непрерывные мониторинговые наблюдения и получать результаты в реальном времени, может существенно увеличить надежность прогнозов, хотя они, скорее всего, так и останутся вероятностными. В этом плане совместное использование гидрогеодинамического метода в режиме измерения движения жидкости по скважине и объемной активности почвенного радона, может уже сегодня существенно изменить точку зрения на реальность осуществления прогноза времени и места тектонического события.

ЛИТЕРАТУРА

1. Уткин В.И., Юрков А.К. Деформация изгиба и трение - основные процессы при подготовке тектонического землетрясения. Тезисы докладов 4 международного симпозиума «Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы». Бишкек. 2008. С.382-387.
2. Уткин В.И., Юрков А.К. Радон и проблема тектонических землетрясений. Вулканология и сейсмология. 1997. №4. С.84-92.
3. Кондратьев О.К. Прогноз землетрясений: причины неудач и пути решения проблемы. Геофизика. 2003. №1. С.3-15.
4. Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Предвестники Камчатских землетрясений (по материалам Камчатского отделения федерального центра прогнозирования землетрясений 1998-2004гг.). Вулканология и сейсмология. 2006. №4. С.3-13.
5. Кикоин И.К., Кикоин А.К. Молекулярная физика. М. Физматгиз. 1963г. 500с.
6. Монахов Ф.И., Хантаев А.М., Сапрыгин С.М. Краткосрочный гидрогеодинамический предвестник землетрясений и его связь с упругой деформацией земной коры. Труды СахНИИ ДНЦ АН СССР. Южно-Сахалинск. 1979.
7. Булашевич Ю.П., Уткин В.И., Юрков А.К. Изменение концентрации радона в связи с горными ударами в глубоких шахтах. Доклады РАН. 1996. т.346. №2. С.245-248.
8. Contadakis M. E. and Asteriadis G. Recent results of the research for preseismic phenomena on the underground water and temperature in Pieria, northern Greece. /Natural Hazards and Earth System Sciences (2001) 1: 165–170.
9. Shimamura, H., Groundwater microtemperature measurements, coseismic signals and atmospheric pressure effects. /Annales Geophysicae 1, 235-238, 1983.

УДК 550.41+551.24+553.061

Геодинамика офиолитов в предостроводужных палеозонах.

Р.М. Юркова, Б.И. Воронин, bivrmvyrzb@mtu-net.ru

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

Доклад составлен по материалам изучения всех комплексов офиолитов и вулканогенно-осадочных формаций, в том числе нефтегазоносных, залегающих во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский, хребет Ширшова в Беринговом море. Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, п-ов Карагинский, маастрихт-палеоцен). Для вертикального формационного ряда предостроводужных палеозон характерны турбидитно-гемипелагические флишоидные формации с горизонтами апопелловых метасоматитов, которые сформировались субсинхронно с вулканическими комплексами. Главный породообразующий минерал апопелловых метасоматитов служит наиболее выразительным индикатором геодинамического типа палеодуги. Так с известково-щелочной серией приматериковых дуг связано образование кальциевого гейландита, с бимодальной спилито-кератофировой серией вулканитов примитивной дуги - альбита, с высоко глинозёмистыми вулканитами развитой энсиматической дуги - высокоглинозёмистых цеолитов: ломонтита и анальцима [1]. В результате исследований установлено, что нефтегазоносные комплексы с промышленными месторождениями нефти и газа также, как и диапировые внедрения офиолитов приурочены к преддуговой зоне меловой примитивной палеодуги Северного Сахалина. Диапировые внедрения офиолитов прослежены на поверхности на полуострове Шмидта (Северный Сахалин). Судя по данным

аэромагнитной и гравиметрической съёмок массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий [2]. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мгк. Верхние границы магнитовозмущающих, тел основного и ультраосновного состава залегают на глубине 10 км, что сопоставимо с глубинами дна глубоководных желобов, в частности Марианского, связанного с примитивной основной дугой. Нижние границы аномалий фиксируются при пересчёте на высоту 30 км. Часть кромок магнитных аномалий уходит в верхнюю мантию. Ранее детальными комплексными исследованиями обоснованы мантийные условия ранней серпентинизации ультрабазитов [3]. В процессе ранней петельчатой безмагнетитовой серпентинизации за счёт оливина образовались антигорит с параметром элементарной ячейки $a=35,5\text{Å}$ и природный сплав железо-никель состава тэнита (35-40 ат.% Ni) в виде мельчайших (2-5 мкм) включений в антигорите. В антигорите и оливине установлены наиболее высокие содержания H_2 (800 и 230 ммоль/кг) и метана (30 ммоль/кг) и присутствие окиси углерода. Образование антигорита в условиях мантийной серпентинизации на глубинах 40-50 км (до 100 км) подтверждено экспериментальными, термодинамическими ($T=450-600^\circ\text{C}$, $P=13-16$ кбар.) и балансовыми расчетами [4, 3]. Начало серпентинизации обусловлено нарушением установившегося в ультрабазитах флюидно-минерального равновесия в результате пластических перемещений ультрабазитового мантийного вещества возможно в связи со сменой ротационного режима Земли. А.Е.Рингвуд [5] обосновывает существование в глубинных условиях новой фазы плотного водного магнезиального силиката, экспериментально подтверждённого, имеющего состав $Mg_7Si_2O_8(OH)_6$ и плотность 2,96 г/см. Силикат устойчив в условиях от $T=500^\circ\text{C}$ и $P=50$ кбар до $T=1300^\circ\text{C}$ и $P=130$ кбар.

В случае его расплавления может быть получена магма водного пироксенита. Этот расплав по мнению А.Е.Рингвуда, мигрирует в клин над сейсмофокальной зоной, порождая различные типы толеитовой, известково-щелочной, в том числе бонинтовой магмы характерной для дайкового и вулканического комплексов примитивной дуги о-ва Сахалин.

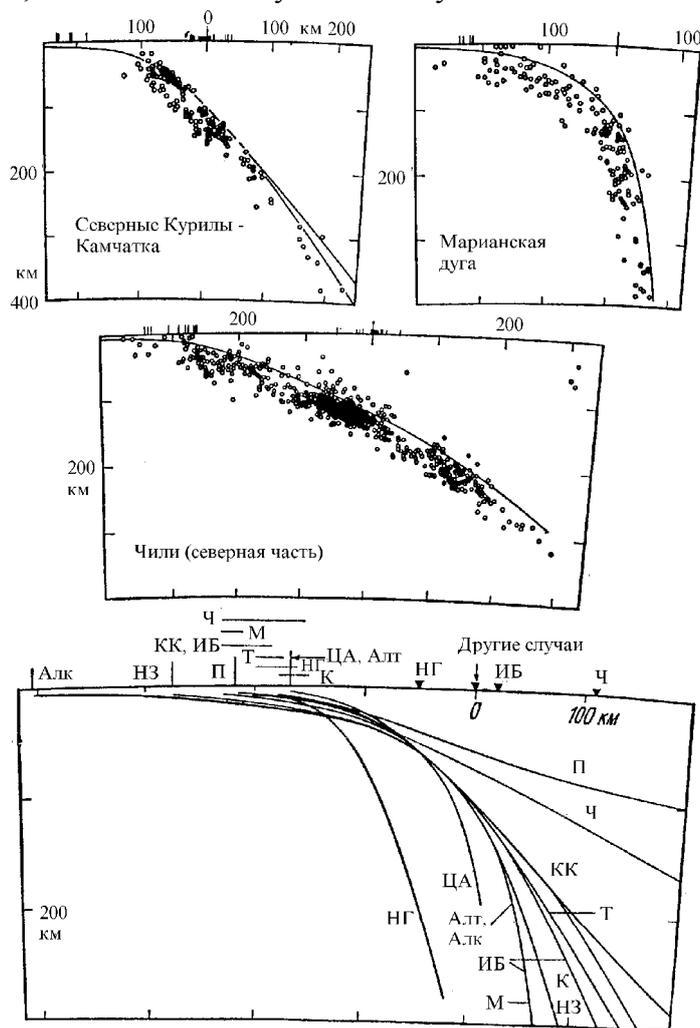


Рис. 1. Расположение очагов землетрясений в зоне активных континентальных окраин и островных дуг [2]. НГ - Новые Гебриды; ЦА - Центральная Америка; Алт - Алеутские острова; Алк - Аляска; М - Марианский желоб; ИБ - Идзу-Бонинский желоб; К - желоб Кермадек; НЗ - Новая Зеландия; Т - желоб Тонга; КК - Курилы-Камчатка; Ч - Чили {северная часть}; П - Перу.

Серпентинитовые слои литосферной мантий на глубинах 40-50 км по данным Г.Буалло [6] характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7,8-7,9 км/с вместо 8,1-8,2 км/с в выше и ниже лежащих слоях. Подъём диапиров приурочен к зоне перехода примитивная островная дуга-желоб над сейсмофокальной зоной. Эта зона по данным Л.М.Балакиной [7] представляет область дифференцированных, преимущественно субвертикальных перемещений литосферных масс. Область наиболее интенсивных движений такого рода в литосфере (опускание в тыловой части дуги и поднятие во фронтальной) располагается под островным склоном желоба, что приводит к подъёму слоев с мантийной сейсмической меткой (8,2 км/сек) и обеспечивает здесь наиболее высокую сейсмичность.

На глубине 40-50 км. наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого-Беньофа, трассируемой очагами землетрясений [6] (рис. 1). В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределён срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или диапиров, флюидонасыщенных пластичных серпентинитов. Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальных частях островных дуг над сейсмофокальной зоной с формированием слоев глубинного (30 км) биметасоматоза подтверждаются исследователями для Японской и Марианской островодужных систем [8, 9].

Серпентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемое декомпрессией и интенсивным плавлением, были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: лерцолитовый, полосчатый, габброидный, дайковый, спилит-кератофировый [1]. Наиболее выразительными индикаторами подъёма офиолитов послужили биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали в различные стадии формирования офиолитов: от высокотемпературных ($T=900^{\circ}\text{C}$) и глубинных в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родингитов на контакте серпентинитов с породами, габброидного, дайкового и вулканоплутонического спилит-кератофирового комплексов до апотуфовых и апофлишоидных метасоматитов ($350-160^{\circ}\text{C}$) пограничных вулканогенно-осадочных серий. Экранирование серпентинитами способствовало сохранению в перекристаллизованных породах высоких содержаний европия (0,226 г/т) и относительно низких отношений изотопов стронция (0,70384), характерных для комплексов островных дуг. Формирование офиолитовой ассоциации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической геотермальной системе. Такой путь развития системы способствовал активному преобразованию пород и углеводородных флюидов. При этом серпентиниты экранировали углеводородные флюиды от рассеивания, создавая природную автоклавную ситуацию. Флюидное сверхдавление обеспечило подъём диапира, гидроразрыв перекрывающих слоев, а также преобразование углеводородов: образование гомологов метана: этан, пропан, бутан, пентан, гексан и др. по реакции типа $2\text{CH}_4 \rightarrow \text{C}_2\text{H}_6 + \text{H}_2$. Эти углеводороды взаимодействуя при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железо-никелевых соединений (тэнит, пентландит, магнетиты) в условиях повышенных температур ($T > 350^{\circ}\text{C}$) формировали все групповые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды. Убедительные экспериментальные и термодинамические свидетельства abiогенного образования всех групповых компонентов нефти (из H_2 , CO , CO_2) при температурах $200-500^{\circ}\text{C}$ и широком диапазоне давлений на бифункциональных катализаторах показаны в работах Кулаковой, Руденко [10], К.Г.Ионе [11]. Залежи нефти и газа сосредоточены, в осадочных комплексах, сформированных в позднепалеогеновых-неогеновых наложенных приразломных прогибах в поздние этапы развития предостроводужных палеозон при нарушении их структуры субмеридиональными правыми сдвигами, сопряженными с взбросо-сбросами северо-восточного и северо-западного простирания. Как показал структурно-формационный анализ наложенные прогибы образовались в условиях

значительной структурной перестройки предостроводужной палеозоны в результате закрытия (замыкания) желоба. Впадина Дерюгина в акватории Охотского моря представляет остаточную часть желоба глубиной 12 км с осадками позднекайнозойского времени. Офиолитовые сутуры отгораживают часть акватории Охотского моря с залежами нефти и газогидратов [2].

Высокая сейсмическая подвижность предостроводужных палеозон способствовала нарушению целостности серпентинитовых слоев и высокой аккумуляции флюидов в очаговых зонах землетрясений, их концентрации в сжатом виде, приводящей к высоким поровым давлениям и, как следствие, подъему углеводородных экструзий и интрузий и миграции углеводородов по сдвиговым разломам, рассланцованным и трещиноватым зонам в магматические и осадочные ловушки присдвигового неогенового прогиба в поздние этапы становления офиолитов (для Сахалина в плиоцене). Процессы передвижения нефти в капиллярных системах при землетрясении усиливаются изменением электрических полей, вызывающих электроосмос. Все эти процессы имеют дальнопластовый характер. Существенная роль в преобразованиях вещества и флюидов принадлежала энергии сдвиговых деформаций. В условиях сдвигового течения, в неоднородном поле напряжений происходило перераспределение и преобразования минерального вещества и флюидов. По расчётам приводимым А.Н.Дмитриевским и И.А.Володиным [12] пробегающие раз в сутки по сдвиговому разлому волновые (солитоновые) энергетические импульсы формируют кумулятивный эффект повышенной энергетики который и приводит к описанным физико-химическим преобразованиям и обеспечивает миграцию флюидов. В зоне выхода диапира вплоть до настоящего времени продолжается сток и разгрузка глубинных восстановительных флюидов в гравитационно-конвекционном и компрессионном режимах при неполностью завершённом подъеме офиолитового диапира в Охотском море [13]. Этот режим обеспечил формирование газоконденсатных и газовых залежей в Охотском море в результате миграции и преобразования углеводородных флюидов по опережающим офиолитовый диапир сдвиговым разломам. Большая часть газогидратов сосредоточена на восточном склоне о-ва Сахалин, в зоне подъема офиолитового диапира и в палеожелобе, представленном впадиной Дерюгина [14]. Время от начала формирования до разрушения офиолитового диапира оценивается в 200 ± 10 млн. лет и находится в пределах продолжительности альпийского тектонического цикла, а также попадает в интервал учащения магнитных инверсий (второй геон). Время существования диапира близко совпадает с периодом (212-215 млн. лет) обращения Солнечной системы вокруг ядра Галактики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъём и преобразование мантийных и углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира//Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.:ГЕОС, 2006. С. 56-67.
2. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. Масштаб 1:2500000. М.:ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
3. Юркова Р.М. Мантийно-коровая серпентинизация ультрабазитов как источник углеводородных флюидов//Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности М.: ГЕОС 2002. С. 98-107.
4. Слущкий А.Б., Хитаров Н.И., Ходырев О.Ю. Устойчивость серпентина и талька в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ при высоких давлениях по данным термографического анализа//Геохимия. 1984. №3. С. 314-322.
5. Рингвуд А.Е. Состав и строение Земли. М.:Наука, 1981. 113 с.
6. Буало Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
7. Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги//Строение сейсмофокальных зон. М.:Наука, 1987. С. 198-209.
8. Maruyama S. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed//The Island Arc. 1997.V.6.P.91-120.

9. Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki J., Ueno T., Osada Y. Serpentine seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions//Bull/Eanhq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P.355-366.
10. Кулакова И.И., Руденко А.П. Свидетельства в пользу абиогенного происхождения нефтяных углеводородов//Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 170-171.
11. Ионе К.Г., Мысов В.М., Степанов В.Г., Пармон В.Н. Геокатализ как фактор влияния на интенсивность синтеза и превращения углеводородов в нефтяных и газовых скоплениях// Генезис нефти и газа: Тез.докл.М.: ГЕОС, 2003, с 128-129.
12. Дмитриевский А.Н., Володин И.А. Формирование и динамика энергоактивных зон в геологической среде//Докл. РАН. 2006. Т. 411, №3. С. 395-399.
13. Равдоникас О.В. Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии. Объяснительная записка к карте. Хабаровск.: Изд-во ДВО АН СССР. 1990. 38 с.
14. Обжиров А.И. Миграция углеводородов из недр к поверхности и формирование нефтегазоносных залежей и газогидратов в Охотском море в период сейсмических активизаций//Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. М.:ГЕОС, 2008. С 159-162.

О положении Урала в структурах Евразии (географо-геофизический аспект)

*В.А. Щапов, А.М. Виноградов, 8(343) 267 88 85, факс 8(343) 266 88 72, gopm@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН*

Урал, промышленный, горный, индустриальный, складчатый, подвижный, палеозойский, «Горная страна на границе Европы и Азии; вытянутая почти меридионально от берегов Карского моря до г. Орска.» [1, с.1397]. На обзорных геологических картах м-ба 1 : 25.00000 и мельче очертания этой страны – «крупная территория, выделяемая по географическому положению и природным условиям», обозначены в контурах развития палеозойских и более древних образований, где мощность рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений преимущественно меньше 50 м. Последнее качество региона, определяющее его доступность для горно-рудной промышленности, связанной с освоением месторождений в геологических образованиях преимущественно палеозойского возраста, является исходным в географическом определении Урала. Прямо или косвенно это предельно простое качество повлияло на решение самых разнообразных проблем. Они рассматриваются далее с позиции интерпретации физических полей для решения задач минерагении, включая прогнозирование и поиски, прежде всего рудных месторождений Урала.

До сих пор достаточно актуален вопрос о границах палеозойского Урала. Обычно эти границы устанавливаются из концептуальных соображений. С западной границей геология определилась достаточно уверенно. Восточная граница требует самого внимательного изучения и обоснования. Решения о положении этой границы самым серьезным образом влияло на направления, методики и эффективность поисков месторождений, регулируемых административно-авторитетными заключениями. Этот не праздный вопрос привел нас в свое время [2, 3. и др.] к необходимости провести специальные исследования, которые продолжаются до последнего времени [4, 5].

Сложнейшая проблема с системных позиций решается просто. Обращаясь к обзорному глобальному геологическому районированию планеты, видим, что на севере Евразии по набору самых разнообразных геолого-геофизических и других данных однозначно выделяются три сектора. Западный – это Восточно-Европейская платформа, центральный – Западно-Сибирская плита и восточный - Восточно-Сибирская плита. В такой постановке всё предельно ясно. Западная граница центрального сектора – Главный Уральский разлом. Восточной границы Урала нет или он предполагается для палеозойского

среза под мезозойско-кайнозойским покровом плиты, мощность которого достигает 8 – 13 км. Углеводородные приоритеты плиты и общепризнанная позиция об органическом происхождении нефти вывели вопрос о границах Урала за сферу практических интересов. Идеи плейт-тектоники, перевели проблему о восточной границе в плоскость других минерагенических решений.

Продуктивная сторона новых концептуальных плейт-тектонических установок для Урала на наш взгляд оказали весьма противоречивые следствия. Одно из главных заключается в том, что глобальная тектоника, выстроенная на плейт-тектонической основе не работает при геологическом картировании на уровне масштаба 1 : 50 000 – 1 : 200 000, а связующие, необходимые от глобальных построений к более крупномасштабным, карты масштаба 1 : 500 000 – 1 : 1 000 000 захлебнулись в многовариантности и крайней сложности условных обозначений. Всероссийская программа «Геокарта-200» просто не выдерживает экспертных оценок, а автоматизация и компьютерная организация картографии не решают концептуальные проблемы. Классическая геосинклиальная модель была при всех своих недостатках по нашему мнению более оптимальна для региона. Не случайно комплект карт масштаба 1 : 500 000 – 1 : 1 000 000, изданный под редакцией И.Д.Соболева, является руководящей основой практической геологии. Заметим, что это в условиях, когда уже два поколения геологов воспитаны на плейт-тектонической концептуальной основе.

Почти одновременно с плейт-тектоникой в новой глобальной тектонике появились основанные на данных о глубинном строении Земли и других планет идеи плюм-тектоники, тектоники ядра, тектонике катастроф и другие достаточно фундаментально обоснованные гипотезы. Полное изучение глобальных геодинамических проблем крайне усложняется и обсуждаемый вопрос требует очередного системного упрощения. Такое упрощение уже касается региона, охватывающего центральный сектор севера Евразии. При решении обозначенной проблемы уже в пределах этой территории, объектом исследований становятся главные особенности гравитационных и магнитных полей, связанные со строением верхней части (10 – 15 км.) земной коры. Физические поля и геологическая основа при этом рассматриваются соразмерно упорядоченности вещественного и энергетического пространства на уровне масштаба 1 : 2 500 000 и мельче, а изучаемый интервал исследуемой части земной коры сложился из геофизической практики. Так нас к такому выводу привело изучение пересечений Южного Урала детальными геофизическими съемками с определением природы наиболее интенсивных положительных и отрицательных гравитационных аномалий [6]. Например, об этом свидетельствуют количественные оценки распределения по вертикали избыточных (недостаточных) масс «Орского супермаксимума» с выходом в его эпицентре наиболее плотных пород ($2.8 - 3.2 \text{ г/см}^3$) и «Айкинского суперминимума» с выходом на эрозионный срез наименее плотных пород ($2.55 - 2.65 \text{ г/см}^3$) палеозойского разреза региона на фоне слоисто-неоднородной среды с промежуточными значениями средневзвешенной плотности ($2.67 \pm 0.03 \text{ г/см}^3$).

Геологическое пространство обычно воспринимается через множество моделей, которые раскрывают те или иные познавательные значимые стороны. Операции установления сходства и различий моделей фиксируют переход от одного вида, этапа, стадии, масштаба работ к другому. Такой процесс сравнения связан с необходимостью формального выражения достигнутого геологического результата. Так физико-геологическая модель [7,8] отражает геометризацию геологического пространства по характеристикам физических свойств вещества и характеристикам физических полей. Такая модель может совпадать с телами, выделяемыми по геологическому описанию, а может существенным образом расходиться, вплоть до включения в единую геометрическую форму геологически несовместимых тел. Правомерность, а зачастую неизбежность такой геометризации при различных исследованиях является целесообразной. При этом очевидна необходимость разделения пространства на тела геологической (вещественной, хронологической, тектонической, минерагенической, физико-механической, химической,) специализации [9], так как именно они являются конечными целями геологоразведочного процесса. Отсюда

вытекает, что для использования геофизических данных в геологоразведке требуется проследить связи физико-геологических моделей с указанными целями.

Таким образом, определив цели и задачи интерпретации геополей Центрального сектора севера Евразии можно приступить к формированию априорных моделей. Приоритетным объектом исследований по нашему мнению являются магнитные поля. Именно они наиболее выразительно в рецептивном отображении фиксируют своеобразие Центрального сектора. Безусловно данные сейсморазведки и гравиметрии приоритетны для планового и объемного картирования осадочных и метаморфических образований, формирующих слоисто неоднородную структуру геологического пространства рассматриваемых территорий. Магматические образования развиты в секущих относительно осадочных и метаморфических образований, дискретно-ареальных и дискретно-направленных структурах. Это отчетливо проявляется в наблюдаемых магнитных полях и уточняется по данным анализа полей силы тяжести и сейсморазведки.

На карте теплового потока приведённой в [16] Западно – Сибирская плита выделяется повышенными до 70 мВт/м² плотностями теплового потока, и разительно отделяется от Уральских и казахстанских структур по изолинии 40 мВт/м².

Прямое сопоставление строения складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты со структурами теплового поля не представляется возможным, поскольку для рассматриваемого региона предложено более 80 схем тектонического районирования. С точки зрения картирования плотности теплового потока на территории Западно-Сибирской плиты на основе немногим более 300 определений на территории свыше 2 млн.км² правомерно делать, вероятно только региональные выводы.

Объяснить увеличение плотности теплового потока до величины 70 мВт/м², введением поправок за рельеф, изменение удельной теплогенерации, коэффициента теплопроводности, окисление углеводородов на поверхности не удаётся. В наиболее благоприятном варианте эти поправки составят до 10 мВт/м².

В статье [15] Авторы проводят анализ геодинамики пермотриасового магматизма восточной и западной Сибири. Систематизированные данные состава пермотриасовых вулканитов доюрского основания Западно-Сибирской плиты показали, что наиболее распространённые среди них обогащённые толеитовые и субщелочные базальты являются полным геохимическими аналогами пород рифтогенного этапа Сибирской платформы. Триасовый комплекс в пределах Западной Сибири нередко относят к доюрскому основанию плиты. Комплекс несогласно залегают на отложениях домезозойского фундамента.

Изучение керна сверхглубокой скважины СГ 6 показало, что возраст вулканитов чехла может опускаться до верхней Перми.

Авторы связывают пермотриасовую магматическую активность Северной Азии с явлениями глубинной геодинамики. Авторы рассматривают наиболее вероятной модель суперплюма существовавшего на территории Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской плит. Непосредственно плюм, как мантийный поставщик тепла и вещества не несёт в себе магматических расплавов. Плавление плюма, перегретого относительно мантии на 200-300 С, начинается при достижении его головной частью глубины 100-110км. При этом большую роль играет мощность и реологические свойства литосферы. Разница толщины литосферы территории Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской плит составляет около 100 км и под палеорифтовыми зонами тепловой поток сохранился вплоть до настоящего времени.

С учетом отмеченного в пределах Центрального сектора выделены [12] четырех главных магматических серий, нашедших отражение в физических полях. Заметим, что категория "магматические серии" введена академиком А.Н.Заварицким (1950 г) в качестве обозначения крупных петрогенетических ассоциаций пород, последовательно сменяемых во времени. Первая серия включает базитовые и базит-гипербазитовые вулcano-плутонические и интрузивные образования, преимущественно ранне-среднепалеозойского возраста. Эта серия особенно хорошо отражается в повышенных и интенсивно повышенных магнитных

полях региона, раскрывая овоидную, переходящую в концентрическую, мегаструктуру её образований с эпицентром в районе озера Балхаш.

Вторая серия - позднепалеозойские гранитоиды. Они расположены в фоновых и относительно пониженных магнитных полях и во многих случаях фиксируются локальными отрицательными аномалиями силы тяжести, интерпретация которых позволяет судить о форме и пространственном положении гранитоидных массивов. Своеобразно распределение массивов в палеозойских структурах, оно пока изучено лишь на отдельных участках. Так на Южном Урале и в Мугоджарах они распределены в блоках, ограниченных ниже-средне палеозойскими глубинными разломами, определяющими расположение магматитов первой серии, и погребенными разломами дорифейских структур. Наиболее углубленные (до 8–10 км) части массивов тяготеют к угловым частям блоков – структурным элементам, по которым, вероятно, поднимались глубинные растворы, вызывавшие метасоматическую гранитизацию. Следующая серия - базальты пермско-триасовых рифтов, секущих нижележащие палеозойские образования. Эта серия хорошо проявляется в магнитных полях, по которым была выполнена реконструкция раннемезозойского Обского палеоокеана.

Последняя магматическая серия проявилась в условиях платформенной мезозойско-кайнозойской стабилизации. Она плохо изучена, представлена продуктами сильно флюидизированной, поднимающейся магмы, самого разнообразного состава. В общем, теоретическом плане, проблема эндогенной динамической флюидологии хорошо разработана. По рассматриваемой территории имеются многочисленные сообщения, фиксирующие проявления молодого магматизма. Однако системно эти образования еще не описаны. Не ясной является их петрографическая диагностика, не изучены физические свойства, не разработана методика картирования, не установлены закономерности пространственного распределения. Их распределение имеет, видимо, дискретно-ареальный характер, лишь в некоторых случаях приобретающий направленность вдоль оперяющих трещин древних (палеозойских) глубинных разломов. Создается впечатление, что на обозначенной территории в мезозое-кайнозое имел место недостаточно изученный цикл тектоно-магматической активизации, а появление "нетрадиционных" для Урала месторождений отражает результат пропуска этого цикла.

По распределению магматитов первой и второй серий достаточно уверенно намечается единая мегаструктура - Западно-Сибирская тектоно-магматическая система (ЗСТМС), вероятно приуроченная к глубинным энергетическим очагам тектоносферы [3]. Выдвигается гипотеза о связи мегаструктуры с нижнемантийным суперплюмом. Последний в раннем палеозое за время порядка 50 млн. лет переместился вдоль Урало-Африканской ступени на расстояние более 1500 км, определив два фиксированных гипоцентра флюидно-энергетических потоков, а формирование земной коры происходило в трех режимах. Раннему режиму свойственно растяжение, сопровождаемое в земной коре рифтовыми квазиспрединговыми структурами с толеитовым магматизмом. Зрелый режим характеризуется чередованиями сжатий и растяжений с дифференциацией промежуточных магматических очагов и вулканическими проявлениями островодужного типа. Эти режимы волнообразно распространялись сначала по обрамлению мегаструктуры, а затем - по направлению к её центру вдоль концентрических структурных зон, сопровождаясь, в силу перемещения плюма, перескоками магмовыводящих разломов на разные уровни магмогенерации. Как следствие наблюдается сосуществование и разновозрастная смена поясов и очаговых зон с различными характеристиками вулканотектонических проявлений. В заключительный этап в условиях нарастающего сжатия первичная структура деформирована, а остывающий диапир определил энергетический поток в верхнюю часть литосферы, вызвав позднепалеозойский региональный метаморфизм с формированием ареала гранитных плутонов. В условиях существенной перестройки геодинамического плана планеты, отмеченного широким проявлением траппов на границе перми и триаса, произошел раскол стабилизированной части Евро-Азиатского континента со стороны Карского моря с

образованием наложенного на рассматриваемую палеозойскую тектоно-магматическую систему Обского рифта.

В изложенной схеме формирования ЗСТМС присутствуют как восходящие, так и нисходящие конвективные потоки. В результате формируется тектонопара, выразившаяся в сопряженном воздымании Казахстанской части и в прогибании на месте Западной Сибири, обозначенного еще в среднем палеозое. В её пределах сформированный доюрский фундамент в дальнейшем перекрывается осадочными плитными комплексами. Последние достаточно многочисленные данные и наши наблюдения позволяют допустить, что на фоне платформенной стабилизации происходила дискретная ареальная активизация, вероятно, связанная со сдвиговыми напряжениями в связи с правым поворотом Сибирской платформы [13]. Она сопровождалась проявлениями магматических флюидизатов, масштабы которых и их значение для минерагении требуют оценки. Данная модель вписывается с позиций плюм-тектоники в планетарную геодинамическую систему планеты [2].

В свете изложенного Уральский палеозойский складчатый пояс - это западное обрамление ЗСТМС по границе с Восточно-Европейской платформой, где мощность мезокайнозойских отложений менее 50 м. Это, как уже отмечалось, тот контур, который обычно показывают на геологических картах масштаба 1 : 2500000 и мельче. В строении геополей Урала отчетливо просматривается влияние двух гипоцентров ЗСТМС. С учетом данных сейсмологии и теоретических реконструкций разломных структур, предполагается восхождение со стороны гипоцентров в сторону платформы коро-мантийных диапиров, а в строении Урала три основные зоны с отличной тектоникой, магматизмом и металлогенией. Первая — со стороны подошвы диапира, вторая — в его кровле и третья — в висячем борту.

Зона в кровле коро-мантийного диапира отличается особой продуктивностью вулканогенных формаций на колчеданное оруденение и в этом главное отличие региона от других менее значимых колчеданных провинций планеты. Здесь крупные колчеданные месторождения локализуются в рудных узлах на пересечении глубинных палеозойских разломов, вскрывающих коро-мантийный диапир, и секущих зон тектонических дислокации. Обобщение данных разно-частотной сейсморазведки в районе известных рудных узлов колчеданных месторождений позволило выявить своеобразные структуры границ отраженных упругих волн, вероятнее всего, связанные с влиянием восходящих с мантийных глубин колонн трансмагматических флюидов.

Заметим так же, что сопряжения центральной зоны Урала (кровля коро-мантийного диапира) с западной и восточной зонами, контролируют положение месторождений с нетрадиционными для Урала особенностями и поэтому могут рассматриваться в качестве самостоятельных металлогенических подразделений. В структурах под экраном магматитов первой и второй сери в антиклинорных формах могут локализоваться залежи углеводородов органического, неорганического и комбинированного происхождения [14].

В конечном итоге проведенный анализ элементов палеотектоники, нашедших отражение в физических полях, показывает, что на рассмотренной территории имеется значительный набор фактов, требующих теоретического геологического обобщения и создания концептуальных геодинамических моделей, направляющих металлогенический прогноз на выявление новых рудных районов и месторождений, фонд которых, вероятнее всего, далеко не исчерпан. При разработке вопросов палеогеодинамики особого внимания заслуживают плюм-тектонические модели глобальной тектоники. Они вполне совместимы с установками геосинклиальной гипотезы и в таком соотношении разрешают для региона проблемы понимания связей и различий глобальных, региональных и локальных структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Советский энциклопедический словарь. М.: «Советская энциклопедия», 1981, 1600 с.
2. Виноградов А.М., Рапопорт М.С. Нелинейная геодинамика Урала и сопредельных территорий // Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург, Наука. 1996. С. 92-101.
3. Виноградов А.М., Рапопорт М.С., Рыжий Б.П., Сериков Л.И. Положение Урала в структурах Евразии // ДАН, 1999. Т.365, №4. С. 512-515.

4. Виноградов А.М. Западно-Сибирская тектоно-магматическая система: геополь, магматизм, минерагения. //Материалы конференции «Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация физических полей (IV Научные чтения имени Ю.П. Булашевича)» Екатеринбург: ИгФ УрО РАН, 2007. С. 8-11.
5. Виноградов А.М. О дизъюнктивных и инъективных дислокациях разломных структур Урало-Западно-Сибирской тектоно-магматической системы.//Тезисы докладов Всероссийской конференции «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН, Т.2. – М.: ИФЗ. 2008. С. 111-113.
6. Виноградов А.М. Роль геофизических исследований при проведении геолого-съёмочных работ на Южном Урале. //Разведка и охрана недр, 1966, №12. С. 34-38.
7. Вахромеев, Давыденко, 1987
8. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебник для вуз. М.: Недра. 1986. 342 с.
9. Геологические тела (терминалогический справочник) / Под ред. Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьева. М.: Недра. 1986. 334 с.
10. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1988. 462 с.
11. Виноградов А.М. Блок-схема общего алгоритма геологической интерпретации вещественных и энергетических полей // Геофизика и математика: Материалы Второй всероссийской конференции / Под ред. В.Н. Страхова. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. С. 42 – 56.
12. Виноградов А.М. Структура магматических серий и глубинное строение центрального сектора севера Евразии.// Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 619-622.
13. Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. Под ред. П.С.Воронова. СПб.: Наука, 1997. 591 с.
14. Виноградов А.М., Малышев А.И., Бушарина С.В. О магматизме, разломных структурах, минерагении и углеводородогенерации в центральном секторе севера Евразии. // Сборник докладов. Материалы Всероссийской научной конференции: «Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности». Новосибирск. ISBN 978-5-98901-041-7. 2008. С. 47-50.
15. Альмухамедов А.И. Медведев А.Я. Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма восточной и западной Сибири. Геология и геофизика 1999 т 40, № 11, с 1575-1587.
16. Щапов В.А. Геотермические исследования Урала. Диссертация на соискание степени доктора геолого- минералогических наук. Екатеринбург 2006. 216с.
УДК 620.179.17

**Восстановление характеристик разрушающихся горных пород
по амплитудно-частотному спектру акустической эмиссии**

*В.Т. Беликов, телефон: 267-88-88; факс: 267-88-72; E-mail: belik2a@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия*

Проблема количественной интерпретации экспериментальных данных является одной из главных при изучении процессов акустической эмиссии (АЭ). Прямая задача по моделированию амплитудно-частотного (АЧ) спектра АЭ была рассмотрена в [1]. Целью данной работы является разработка алгоритма решения обратной задачи - восстановления характеристик разрушающегося твердого тела, и, прежде, всего функции распределения (ФР) трещин по размерам, по наблюдаемому спектру АЭ. Частота акустического излучения (АИ) генерируемого поверхностями трещин при разрушении твердого тела определяется следующим образом [1]

$$v = \sqrt{\frac{\Delta\tilde{\sigma}\Omega}{\rho\tilde{L}}}, \quad (1)$$

где $\Delta\tilde{\sigma}$, \tilde{L} и Ω - соответственно, осредненная разность упругих напряжений на поверхности излучающих трещин, осредненная амплитуда колебаний их поверхности и удельная внутренняя поверхность (УВП) трещин, ρ - плотность среды. Для детального изучения процессов генерации АИ трещинами целесообразно ввести ФР по размерам $f(r)$ (мы будем называть ее далее нормированной ФР), с условием нормировки [2]

$$\int_0^{\infty} f(r)dr = 1. \quad (2)$$

Введя ФР, мы, фактически, рассматриваем трещины с радиусом от r до $r+dr$, как отдельную фазу. Структурные характеристики горной породы, такие как доля объема, занимаемая трещинами φ , а также УВП Ω определяются следующим образом [1]

$$\varphi = \frac{4\pi}{3} \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} r^3 \tilde{f}(r)dr; \quad \Omega = 4\pi \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} r^2 \tilde{f}(r)dr. \quad (3)$$

Причем для того, чтобы размерность Ω соответствовала общепринятой ($см^{-1}$), а φ было безразмерным, в (3) использована ФР $\tilde{f}(r)$, связанная с $f(r)$ соотношением $\tilde{f}(r) = nf(r)$, где n - общее количество трещин в единице объема с размерами от R_{\min} до R_{\max} (минимальный и максимальный размеры трещин, соответственно). Таким образом, $\tilde{f}(r)$ представляет собой количество трещин в единице объема, приходящееся на единичный интервал радиусов, ее размерность ($см^{-4}$), в то время как размерность $f(r)$ - $см^{-1}$. Условие нормировки для $\tilde{f}(r)$, в отличие от (2), выглядит так $\int_0^{\infty} \tilde{f}(r)dr = n$. В соответствии с

целями настоящей работы, вначале, решалась прямая задача, и строился АЧ спектр АЭ (представленный на рис. 1.), определяемый параметрами разрушающейся горной породы [1].

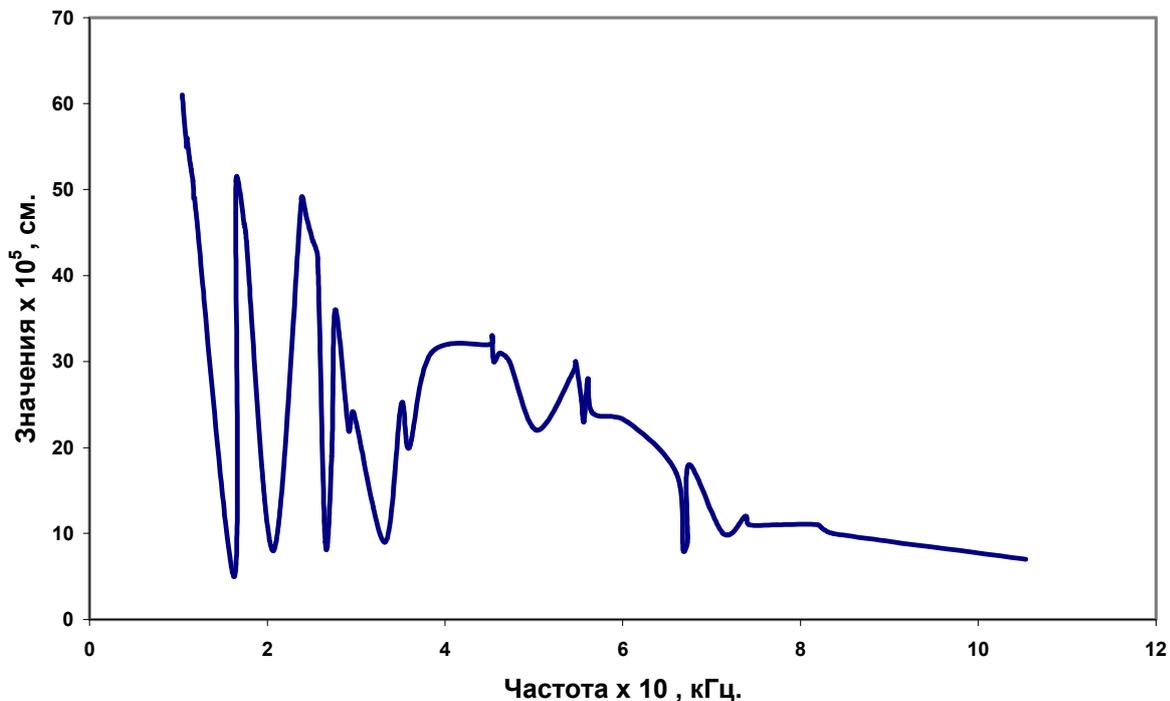


Рис. 1. Амплитудно-частотный спектр акустической эмиссии

Переходя к решению обратной задачи, отметим, прежде всего, что исходным материалом для нее будет наблюдаемый спектр АЭ. Мы рассмотрим эту задачу, на примере, приведенного на рис. 1, модельного АЧ спектра АЭ. Алгоритм восстановления физических характеристик геосреды и, прежде всего, ФР трещин по размерам по наблюдаемому спектру АЭ можно подразделить на несколько основных этапов. На первом, должна быть проведена идентификация источников АЭ и установлена физическая природа АИ. Чтобы перейти от шкалы частот к шкале размеров излучателей (трещин), на втором этапе следует определить интервал размеров трещин, которые в процессе АИ формируют наблюдаемый АЧ спектр АЭ. На третьем этапе, исходя из сведений о материале, природе и механизме генерации АИ, необходимо задать распределение $\Delta\tilde{\sigma}/\rho$ в зависимости от радиуса трещин r . Опираясь на теоретические сведения, известные из механики трещин, мы выбрали две модельные зависимости $\Delta\tilde{\sigma}/\rho$ от r , первую - $\Delta\tilde{\sigma}/\rho \sim r^{-1}$ (модель 1) и вторую - $\Delta\tilde{\sigma}/\rho \sim r^{-1/2}$ (модель 2). В обеих рассмотренных моделях зависимости $\Delta\tilde{\sigma}/\rho$ от радиуса излучающих трещин встает важная проблема определения коэффициента пропорциональности. Коэффициент пропорциональности во второй модели (предполагаемый одинаковым во всем интервале изменения r) был взят таким, что $\Delta\tilde{\sigma}$ при R_{\min} более чем в два раза превосходит предел прочности гранита на сжатие. В первой модели предполагалось, что этот коэффициент различен интервалах $10^{-3} - 6 \times 10^{-3}$ см; $7 \times 10^{-3} - 1,6 \times 10^{-2}$ см; $1,7 \times 10^{-2} - 2,9 \times 10^{-2}$ см; $3 \times 10^{-2} - 5 \times 10^{-2}$ см. и возрастает с увеличением радиуса трещин. Причем в первом из выше указанных интервалов, коэффициент пропорциональности имеет тоже значение, что и во второй модели. На рис.2 эти зависимости $\Delta\tilde{\sigma}/\rho$ от радиуса трещин приведены в сравнении с исходным распределением данного параметра, использованным при расчете АЧ спектра на рис.1.

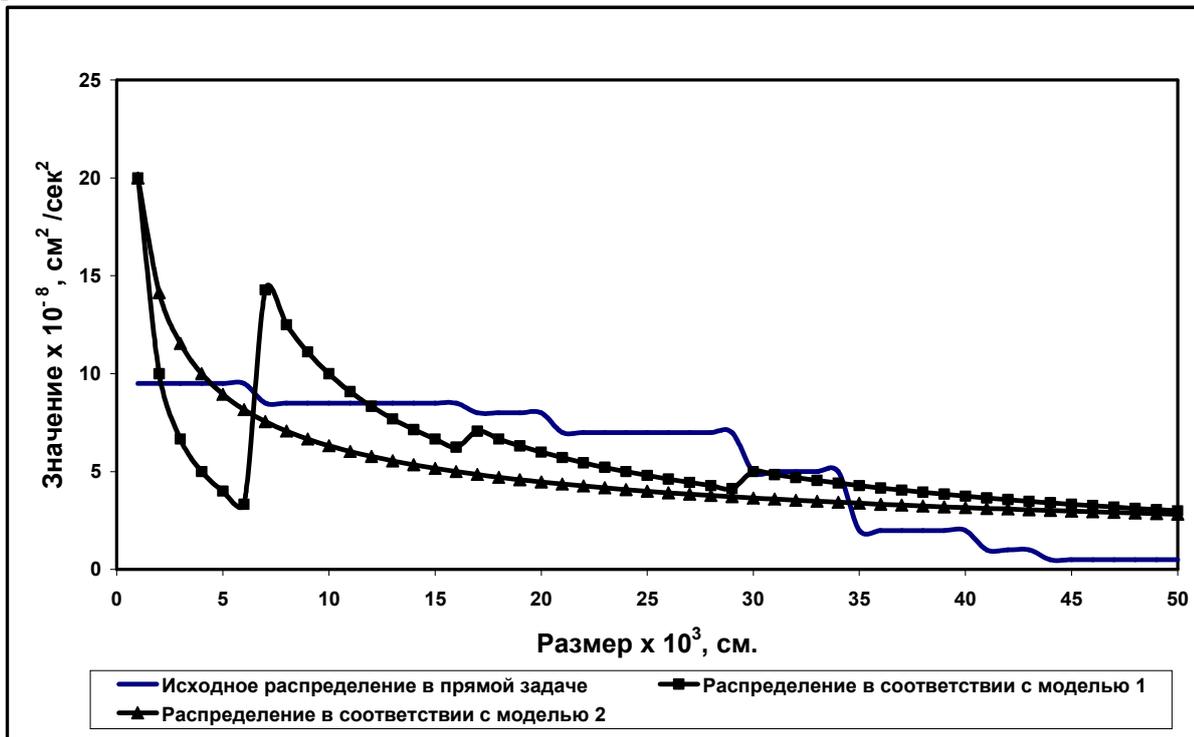


Рис. 2. Распределение величины $\Delta\tilde{\sigma}/\rho$ по радиусу излучающих трещин

Затем, по формуле (1), с учетом данных о величине $\Delta\tilde{\sigma}/\rho$, а также об амплитуде и частоте, приведенных на рис.1, определялись значения Ω в зависимости от радиуса трещин.

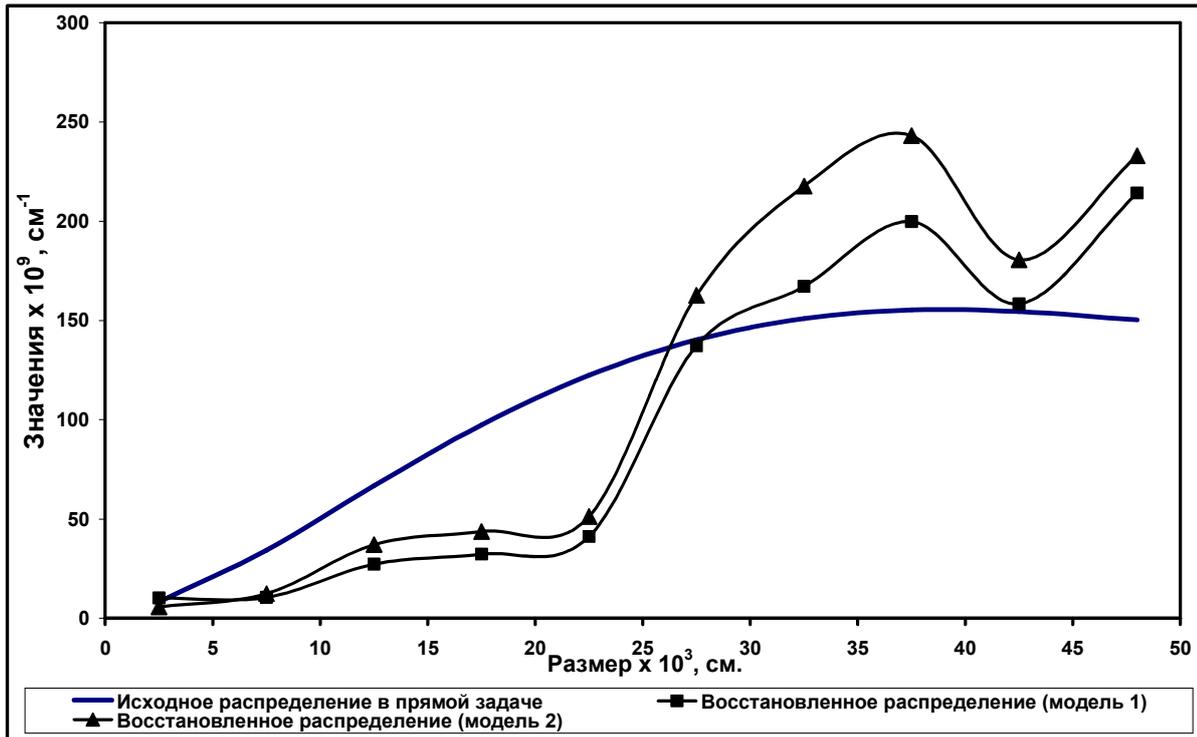


Рис. 3. Распределение по радиусу удельной внутренней поверхности трещин

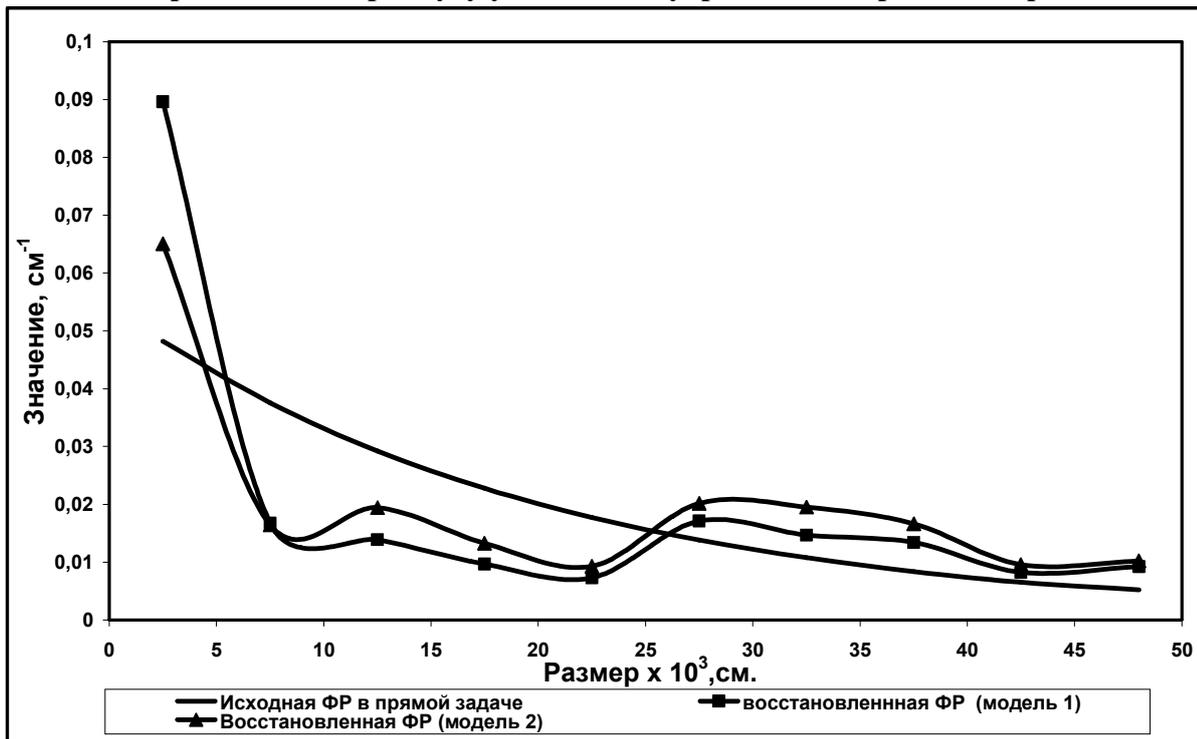


Рис. 4. Нормированная функция распределения трещин по размерам

Восстановленные значения функции $\tilde{f}(r)$ в этих же интервалах r определялись в соответствии с (3), а затем посредством ее нормировки, осуществлялся переход к функции $f(r)$. Полученные в результате решения обратной задачи распределения $\Omega(r)$ и $f(r)$ сглаживались посредством перехода к осредненным значениям. Результаты расчетов приведены на рисунках 3-4, где представлены также, используемые в прямой задаче

модельные распределения $\Omega(r)$ и $f(r)$. Анализ приведенных на рис. 4 графиков показывает, что восстановленные (в соответствии с моделями 1 и 2) ФР $f(r)$ по своей морфологии (с небольшими флуктуациями) близки к выбранной для решения прямой задачи. Что же касается восстановленных зависимостей $\Omega(r)$, представленных на рис. 3, то следует сказать, что их характер несколько отличается по морфологии от используемого в прямой задаче исходного распределения $\Omega(r)$. Сравнивая достоинства и недостатки выбранных зависимостей $\Delta\tilde{\sigma}/\rho$ от радиуса излучающих трещин, необходимо отметить, что модель 2 (если она адекватно описывает реальный процесс) является более предпочтительной по следующим причинам. Во-первых, она лучше физически обоснована, во-вторых, для построения соответствующей ей зависимости $\Delta\tilde{\sigma}/\rho$ от r , требуется всего один параметр – коэффициент пропорциональности, единый для всего интервала размеров излучающих трещин. В то время как, в модели 1 необходимо выбирать несколько параметров, отвечающих различным значениям коэффициента пропорциональности для разных интервалов изменения r . В-третьих, ошибка в выбранном значении коэффициента пропорциональности в модели 2 (одинаковая во всем интервале от R_{\min} до R_{\max}) не отражается на достоверности восстановления морфологии зависимостей $\Omega(r)$ и $\tilde{f}(r)$, а вызывает лишь смещение соответствующих графиков как целого перпендикулярно оси размеров, приводя правда и к неверным значениям Ω и n . В тоже время, в модели 1 при зависимости коэффициента пропорциональности от r , погрешность в его значении (вообще говоря, различная для разных интервалов r) искажает морфологию зависимостей $\Omega(r)$ и $\tilde{f}(r)$, изменяя численные значения указанных величин при каждом r и деформируя соответствующие графики. К достоинствам модели 2 следует отнести и то, что в соответствии с ней, нормированная ФР $f(r)$ достоверно восстанавливается и по морфологии и по значениям.

Работа частично поддержана Программой №16 Президиума РАН и Программой №6 Отделения наук о Земле РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беликов В.Т. Моделирование процессов акустической эмиссии в твердом теле. - Дефектоскопия, 2008. №6, с. 77-84.
2. Вентцель Е.С. Теория вероятностей.- М: Наука,1958.- 464с.