

Б. Н. Клабуков

## НЕОДНОРОДНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Введение

Для щита характерно наличие крупных тектонических структур – геоблоков и разделяющих их шовных зон. Они охватывают литосферу на всю ее мощность, обладают геологической и геофизической контрастностью. Соотношение этих структур хорошо проявляется в гравитационном поле. Его анализ свидетельствует о существовании двух тектонических систем. Одна из них связана с возрастной неоднородностью формирования структур. Другая геологическая система юго-западного направления связана с нарушением изотропности земной коры рядом тектономагматических циклов, которые охватывают значительный период времени от архея до палеозоя включительно. Есть основание считать это направление главной осью современной геологической анизотропии.

### Природа геофизической анизотропии

Анизотропность, как и неоднородность пород, является одним из факторов, определяющих характер и особенности поведения геофизического поля.

Простейшей анизотропной средой является одноосная среда, типичным представителем которой является слоистая порода. По характеру анизотропности к ним близки сланцевые и трещиноватые породы. Анизотропность пород может быть обусловлена наличием в породах включений, имеющих какую-либо преимущественную ориентировку. В качестве параметров анизотропной среды принимаются удельное электрическое сопротивление вдоль оси анизотропии ( $\rho_l$ ) и перпендикулярно к ней ( $\rho_h$ ). Соотношение этих параметров определяется коэффициентом анизотропии  $\Lambda = \sqrt{\rho_h / \rho_l}$ .

Какова же природа анизотропной проводимости? Электрическое сопротивление горной породы в значительной степени зависит от содержания и распределения в ней электронных проводников (графит, сульфиды, шунгит и др.). Основным электронным проводником по распространению в земной коре является графит. Его проводимость вдоль плоскости кристаллов в  $10^3$ – $10^4$  раз выше, чем поперек. Если распределение графита в породах будет связано еще и с региональным направлением, то величина анизотропной проводимости может резко возрасти и будет определяться совокупностью  $\Lambda$  регионального и локального направлений.

Высокой проводимостью и значительной распространенностью характеризуются флюиды. В отличие от графита проводящие флюиды образуют в земной коре чаще изотропные аномалии. Этот фактор является критерием присутствия в среде проводящих флюидов. Причиной электрической анизотропии структурно-вещественных комплексов может быть также негоризонтальность залегания осадочных отложений и трещиноватость горных пород. Величина  $\Lambda$  водонасыщенных горных пород в среднем возрастает с увеличением их пористости (Лепешинский, 1979). Для метаморфических пород, наряду с существованием  $\Lambda$ , возможно присутствие магнитной анизотропии ( $P$ ), возникающей в результате метаморфизма. Магнитная анизотропия осадочных пород характеризуется также отчетливой связью с элементами залегания (Шашканов и др., 1989).

$$P = \chi_{\max} - \chi_{\min},$$

где  $\chi_{\max}$  и  $\chi_{\min}$  – величины магнитной восприимчивости осадка в плоскости напластования и перпендикулярно ей. Установлены высокие значения  $P$  для гематитсодержащих пород и магнитсодержащих осадков. Большой интерес представляет диамагнитная анизотропия ( $D$ ) некоторых пород, в которых отсутствуют ферромагнитные минералы. В качестве примера таких образований выступают высокоуглеродистые породы Онежской структуры (Земцов, 2004). Большинство минералов также являются диа- или парамагнитными. Слоистое строение обуславливает анизотропию их физических свойств, в том числе и магнитной восприимчивости.

Упругость тел – одна из основных физических констант, связанных с внутренним строением вещества. Она вызвана различием силы связи между атомами и молекулами в разных направлениях. При исследовании на образцах и при полевых определениях скоростей сейсмических волн удается иногда установить скоростную ( $v$ ) анизотропию пород (скорость всегда больше по напластованию, чем в перпендикулярном направлении). К примеру, глинистые сланцы имеют скорость по напластованию 1400 м/с, а в перпендикулярном направлении – 400 м/с.

Породообразующие минералы в основных кристаллографических направлениях имеют различные скорости распространения упругих волн, т. е. также обладают  $v$ . Она может возникнуть под действием

механических деформаций и получить определенную ориентировку в породах. В этом случае анизотропия в минералах оказывает значительное влияние на свойства горных пород (Справочник., 1978). Анизотропией скорости обладают также высокометаморфизованные породы. Величина ее имеет достаточно большой разброс от 0–10 у гранито-гнейсов до 80 у пород с большим содержанием кианита (Физические свойства., 1976).

Данные о сейсмической анизотропии горных пород уже содержат возможности для геологической интерпретации. Установлено (Головатая, 2002), что образцы горных пород, имеющие схожий минеральный состав, могут иметь как высокий уровень упругой анизотропии, так и представлять собой почти изотропные срезы. Возможно, такая анизотропия возникла под действием длительных тектонических процессов. Для Балтийского щита это может быть влияние Атлантической зоны спрединга (Юдахин, Французова, 2002).

### Анизотропия структурно-вещественных комплексов

Рассматривается совокупность тектонических структур различного ранга, установленных ранее геолого-геофизическими методами. В качестве ко-

эффициента анизотропии используется величина  $\Lambda = \sqrt{\rho_{xy}/\rho_{yx}}$ , где  $\rho_{xy}$  и  $\rho_{yx}$  соответственно данные о кажущемся электрическом сопротивлении в меридиональном и в широтном направлении. С точки зрения геоэлектрики разница в величине  $\rho_{xy}$  и  $\rho_{yx}$ , если она существует, связана с индукционными и гальваническими искажениями электромагнитных полей. Они в свою очередь представляют отклик о величине анизотропии изучаемого участка земной коры. Пространственное распределение величины  $\Lambda$  показано на рис. 1. Корреляция его, например, с распределением кажущегося электрического сопротивления, полученного по данным ВЭЗ (рис. 2), дает новую информацию об электропроводности и связи ее с геологическим строением земной коры. Количественное подтверждение этого факта приведено в табл. 1.

Таблица 1

Соотношение  $\bar{\rho}_k$  и его анизотропности

$\Lambda$	$\bar{\rho}_k$ , Ом·м
1±0,75	16
0,75±0,55	260
0,55±0,05	3300

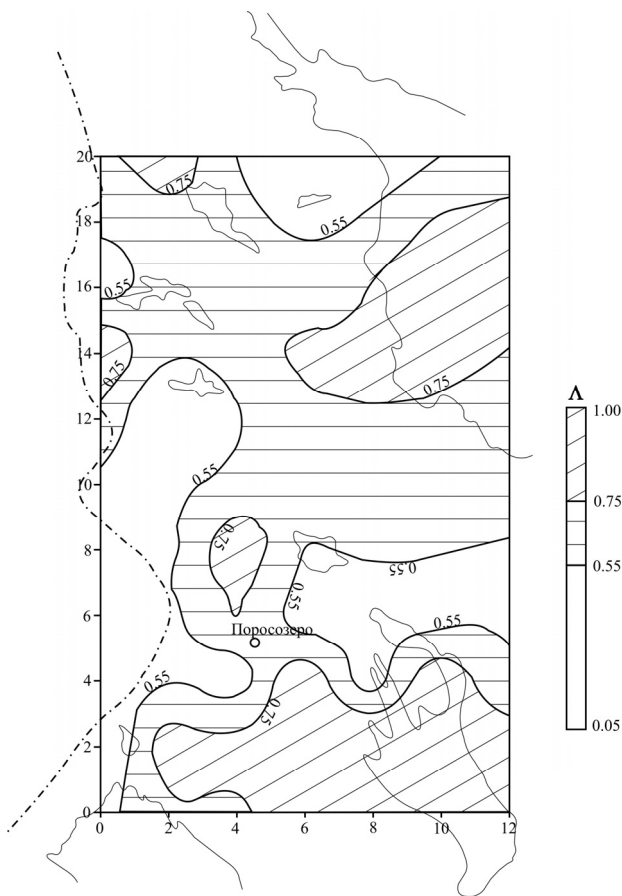


Рис. 1. Электрическая анизотропия удельного сопротивления вещества земной коры по результатам магнитотеллурического зондирования

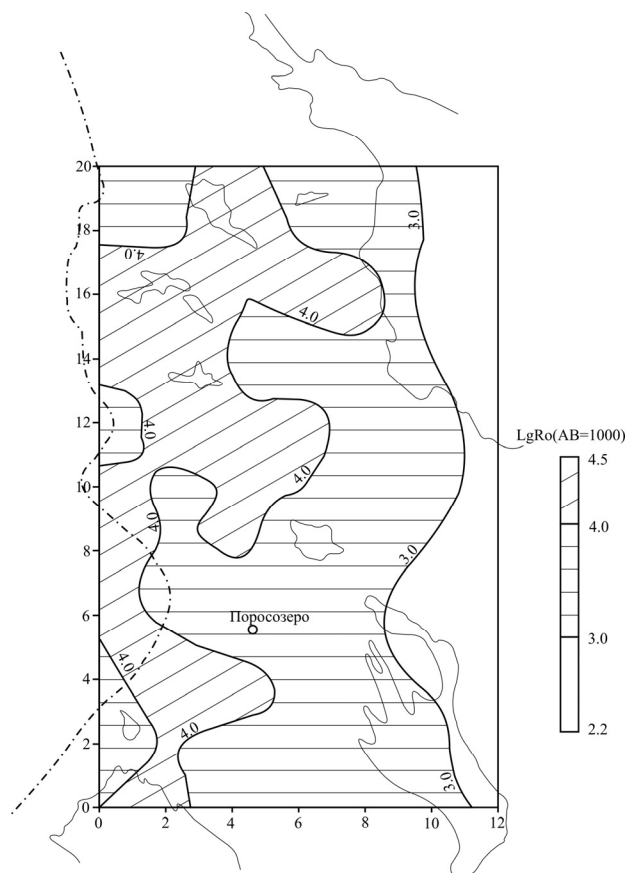


Рис. 2. Величина электрического сопротивления по данным ВЭЗ АВ в м, Ro – Ом·м

Из табл. 1 следует, что электрическая анизотропия в высокоомных участках земной коры уменьшается. Как правило, высокоомные участки земной коры связаны с ареалами гранитизации, которая приводит к выравниванию физических свойств, а значит, к уменьшению анизотропности среды. Распределение электрической анизотропии сравнивалось также с региональным магнитным полем (рис. 1 и 3). Сравнение этих параметров указывает на существование такой связи в Южной Карелии и отсутствие в Западной Карелии. Южная часть региональных магнитных аномалий (РМА) пространственно совпадает со склонами щита. Высокая электропроводность и значительная анизотропия позволяют отнести эту область к весьма активной зоне. Сравнительно небольшая анизотропия  $\rho_k$  в Западной Карелии может быть объяснена наличием выходов древнего фундамента (Вокнаволоцкий и Тулосский блоки), имеющего высокое электрическое сопротивление.

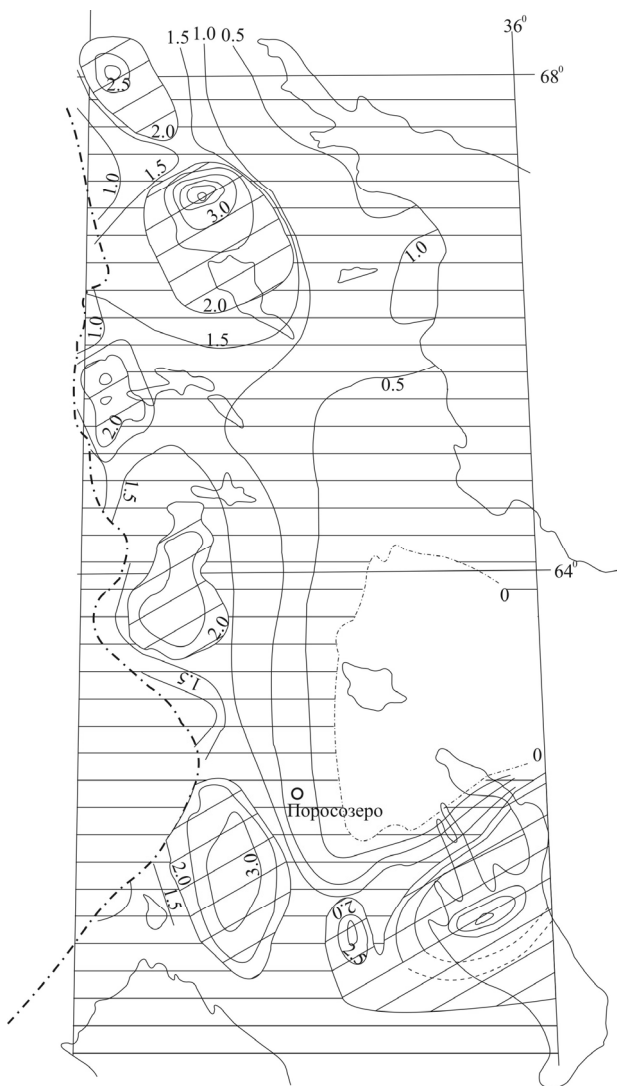


Рис. 3. Интенсивность регионального магнитного поля в мЭ: 1 : 2 500 000. Высота пересчета поля 12,5 км. Штрих-пунктир – Государственная граница Карелии, пунктир – нулевое поле

Распределение электрической анизотропии сравнивалось также с гравитационным полем и его трансформациями. По этим данным установлены линейные активные зоны корреляции. Из анализа материалов следует, что анизотропия в подвижных и ослабленных зонах выше, чем во вмещающей среде. Так, средние значения величины  $\Lambda$  в подвижных зонах, установленных по гравиметрическим данным, составляют 4,0, а за их пределами – 3,6 (Головин и др., 1969).

#### Анизотропия коренных пород земной коры

Данные получены методом радиоэлектromагнитного зондирования (РЭМЗ) верхней обнаженной части земной коры. Работы проводились с целью оценить электропроводность наиболее представительных комплексов коренных пород в их естественном залегании. Методика позволяет измерять поверхностный импеданс с определением максимальных и минимальных значений удельного электрического сопротивления. По величине коэффициента анизотропии заметно выделяется ряд известных структур: Онежская, Ладожская, Костомукшская и др. (рис. 4). Наряду с аномалиями повсеместно наблюдается повышенная фоновая анизотропия электропроводности коренных пород, обусловленная в основном образованиями гранито-гнейсового состава. Распределение аномалий  $\Lambda$  коррелируется с зонами трансконтинентальных разломов диагональной системы (Космогеология СССР, 1987) (рис. 5). Измерения анизотропии



Рис. 4. Коэффициент анизотропии по данным РЭМЗ

электрического сопротивления проведены также на максовитах и шунгитах месторождения Максово в Заонежье. Величина параметра  $\Lambda$  лежит в пределах  $1,4 \div 2,2$ . Разброс данных электрической анизотропии этих пород свидетельствует о высоком содержании и значительной неоднородности распределения в шунгитоносных породах шунгитового вещества.

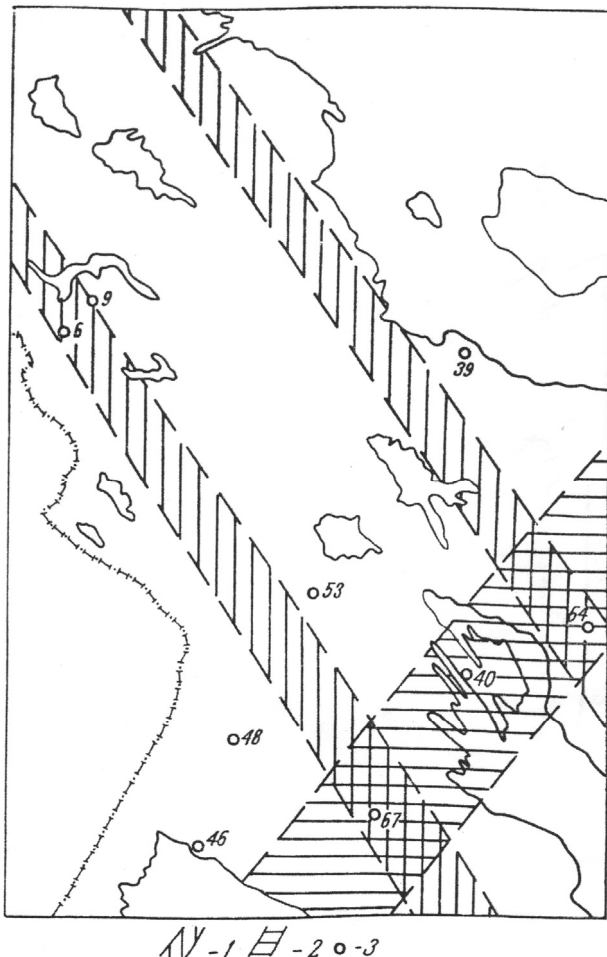


Рис. 5. Диагональная система трансконтинентальных разломов по И. В. Бушу (Космогеология..., 1987):

1 – север-северо-западные, 2 – север-северо-восточные, 3 – пункты МТЗ, где амплитуда широтной кривой меньше, чем меридиональной

### Анизотропия метаморфических пород

Выполнена оценка электрической анизотропии метаморфических пород (табл. 2).

Значения  $\Lambda$  лежат в пределах  $1,1-2,6$ . Нарушение анизотропности  $\rho$  для метаморфических пород может быть связано с процессами расщепления и мигматизации геологических образований основного состава. Так, для мигматитов разброс  $\Lambda$  наибольший ( $1,1-2,6$ ), а величина магнитной восприимчивости меняется в 2 раза (см. табл. 2). Устанавливается, что процесс разрушения магнитных минералов был интенсивнее там, где  $\Lambda$  наибольшая.

Таблица 2

### Электрическая анизотропия метаморфических пород и ее связь с другими физическими свойствами

Геологическая структура	Порода	$\Lambda$	$\rho/\text{см}^3$	$\chi$ , ед. СИ
Унусозеро	Габбро	1,6	2,73	10
Коккоселька	Мигматит	1,1		
Корбозеро	Гранодиорит	1,5		
Коккоселька	Мигматит	2,6		
Корбозеро	Мигматит	1,2		
Корбозеро	Андезит	1,5		
Корюозеро	Андезит	2,1		

### Практическое использование анизотропии

Вариации электрического коэффициента анизотропии могут быть использованы для изучения особенностей горных пород. Так, например, можно применить для исследования комбинацию индукционных методов, которая позволяет получить как истинное продольное сопротивление, так и сопротивление, искаженное влиянием анизотропии пород. Изменение продольного сопротивления, сопровождающееся изменением коэффициента анизотропии, свидетельствует о непостоянстве минерализации внутрикоровых вод. Если  $\Lambda$  изменяется, значит, неоднороден литологический разрез. Отсюда следует, что совместное использование сопротивления  $\rho$  и коэффициента анизотропии позволяет решить задачу однозначно. Для осадочных пород, зная анизотропию, можно, например, охарактеризовать текстуру породы, их слоистость, сланцеватость, трещиноватость, а следовательно, определить условия седиментации, степень метаморфизма и тектоническое изменение пород.

Анизотропия характерна для монокристаллов минералов. В связи с этим их удельное сопротивление характеризуется тремя значениями:  $\rho_{11}$ ,  $\rho_{22}$ ,  $\rho_{33}$ , определенными в направлении трех главных кристаллографических осей, с которыми совмещены оси  $x$ ,  $y$ ,  $z$  координатной системы. У поликристаллических минералов электрической анизотропии нет из-за различной ориентации кристаллических зерен (Кобранова, 1986).

Анизотропия магнитных свойств, обнаруженная у монокристаллов природных диамагнетиков, часто отсутствует для их поликристаллических разностей из-за различий ориентации кристаллов. Значительная анизотропия  $\chi$  типична для монокристаллов парамагнитных минералов.

Анизотропия сейсмических скоростей может быть использована для изучения неоднородностей верхней мантии. Повышение или понижение скорости сейсмических волн в мантии обычно сочетается с геодинамическим состоянием среды (Кременецкая, Оболенская, 1982). Так, судя по параметрам упругой анизотропии, протерозойская часть разреза СГ-3 (Горбачевич и др., 2000) формировалась при сравнительно спокойном палеотектоническом режиме и слабых горизонтальных силах.

Использование анизотропии поперечных волн весьма эффективно для выделения разуплотненных зон.

## Заключение

Наличие анизотропии геофизических полей является критерием анизотропности геологической среды. Природа последней связана с глубинным строением структурно-вещественных комплексов. В зависимости от глубины анизотропию геологической среды можно упорядочить следующим образом: 1) региональная анизотропия, связанная с развитием крупных блоковых и шовных структур; 2) внутриблоковая тектоническая анизотропия, связанная с зонами разломов гранито-гнейсовых куполов; 3) анизотропия осадочных пород, связанная с напластованием пород различного литологического состава; 4) реологическая анизотропия, связанная с трещиноватостью и наличием флюидов; 5) анизотропия метаморфических образований; 6) анизотропия некоторых минералов, например, графита.

На основании анализа анизотропии структурно-вещественных комплексов следует признать существование значительной неоднородности в организации вещества земной коры. Неоднородность геофизической среды является фундаментальной проблемой и разрешается уменьшением неоднозначности решения обратной геофизической задачи. Уменьшение неоднозначности требует привлечения данных других методов, в том числе оценок анизотропии. Наиболее трудным в использовании данных анизотропии является привлечение ее для оценок геологической неоднородности. Лучше разработана методика использования анизотропии физических свойств для осадочных и метаморфических пород. Использование анизотропии совместно с комплексом геофизических параметров, например, электрическим сопротивлением и магнитным полем дает корреляции, несущие новую информацию о геологическом строении земной коры и верхней мантии щита.

## ЛИТЕРАТУРА

Головатая О. С. Оценка влияния геодинамических процессов на упругую анизотропию образцов керна Кольской сверхглубокой скважины // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 3. М., 2002. С. 200.

Головин И. В., Колесник Н. Н., Некрасова К. А. и др. Отчет по теме: Усовершенствование методики применения комплексных геофизических исследований для выяснения перспектив погруженных склонов Балтийского щита // Фонды Севзапгеология. (Л.). 1969. 527 с.

Горбачевич Ф. Ф., Ильченко В. Л., Головатая О. С. и др. Упругая анизотропия некоторых пород по разрезу сверхглубокой скважины, определенная в лабораторных условиях, смоделированных *in situ* // Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины до глубины 12 261 м / Ред. Ф. П. Митрофанов, Ф. Ф. Горбачевич. Апатиты, 2000. С. 139–143.

Земцов В. А. Магнитные свойства шунгитов и генезис высокоуглеродистых пород докембрия // Вопросы геофизики. Вып. 36. СПб., 2004. С. 211–216. (Уч. зап. СПбГУ. № 434.)

Кобранова В. Н. Петрофизика. М., 1986. 392 с.  
Космогеология СССР. М., 1987. 240 с.

Кременецкая Е. О., Оболенская Л. М. Особенности распространения продольных волн под Фенноскандией и их связь с подкоровыми структурами // Геофизические и геодинамические исследования на северо-востоке Балтийского щита. Апатиты, 1982. С. 27–35.

Лепешинский Ю. И. Влияние микроанизотропии на относительное сопротивление и коэффициент анизотропии горных пород // Прикладная геофизика. 1979. Вып. 95. С. 212–224.

Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах / Под ред. М. П. Воляровича. М., 1978. 236 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) / Под ред. Н. Б. Дортман. М., 1976. 527 с.

Шашканов В. А., Новоселов А. И., Смирнов А. В. Природа магнитной анизотропии и ошибок наклона ориентационной намагниченности в осадочных горных породах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 1. С. 59–69.

Юдахин Ф. Н., Французова В. И. Сейсмичность севера Европейской части России // Поморье в Баренц-регионе на рубеже веков: экология, экономика, культура. Архангельск, 2002. С. 276–280.