

вом исследователей связывается образование Уфимского амфитеатра. К югу от него, в область горной части Ю. Урала выходят два рифейских авлакогена: Камско-Бельского, север-северо-западного простирания, и Сергиевско-Абдулинского, субширотного, в зоне сочленения которых сформировалась обширная и глубокая Бельская впадина. В результате этого фронт деформаций на этом участке продвинулся значительно западнее. Зона слепого сдвига пришлась на южную границу блока Каратау. Смещенным оказался и Предуральский прогиб. Краевым валом здесь является, вероятно, Рязано-Охлебнинский вал.

К западу от Пермского свода расположена Осинская впадина Камско-Кинельской системы девонских прогибов, во многом унаследовавшей систему древних авлакогенов. По разным оценкам, мощность осадочного комплекса достигает здесь 9-12 км. Примечательно, что в осевой части впадины имеется поднятие Осинского блока, ограниченного тектоническими нарушениями. Амплитуда поднятия по данным сейсмических исследований составляет около 60 м. Абсолютное превышение рельефа около 100 м. На востоке данный блок граничит с Тулвинской возвышенностью, с абсолютным превышением до 300 м. И Осинский блок, и Тулвинская возвышенность относятся к неотектоническим поднятиям. Ширина Осинского блока более 20 км. Река Кама подходит к нему с севера, круто поворачивает на запад и огибает его. Внутри блока многочисленные речки берут начало на западе, вблизи р. Камы, и текут по кругу, обращенного выпуклостью к югу, образуя несколько вложенных друг в друга дуг, показывающих крупную кольцевую структуру со смещенным центром. Долины речек асимметричны: северные борта крутые, а южные пологие. Все это дает основание считать Осинский блок осевым клином блока отрицательного изгиба коры. Судя по результатам сейсмических исследований, граница Осинской впадины с Кунгурско-Красноуфимским сводом тектоническая, надвигового характера. К ней приурочена долина р. Ирень. Примечательна минералогия рыхлых отложений. Все правые притоки р. Ирень, текущие с Кунгурско-Красноуфимского свода, чрезвычайно богаты ставролитом, дистеном и силлиманитом. Все левые притоки, текущие с Тулвинской возвышенности, столь же богаты магнетитом, эпидотом и гранатом. В обоих случаях окатанность материала слабая. Следует отметить, что дистен-ставролитовая ассоциация рыхлых отложений характерна для этого свода и строго ограничена его границами. Только к югу она прослеживается почти до блока Каратау. В Предуральском прогибе состав шлихов иной и представлен уральским материалом.

К югу от Осинской впадины расположено Чернушинское седловидное поднятие, южнее которого расположена Бирская впадина. На ее границе с Кунгурско-Красноуфимским сводом параметрической скважиной вскрыто тело лерцолитов мощностью около 7 м, что указывает на ее тектоническую природу. Признаки блока положительного изгиба коры имеет Коми-Пермяцкий свод, расположенный к СЗ от Осинской впадины. Признаки блока положительного изгиба отмечены для Куединского блока, расположенного к ЮЗ от данной впадины. Но он попадает на область древнего прогиба. Возможно, что западнее расположенный прогиб частью наложен на Вятско-Кажимский авлакоген, в котором по данным Р. Валеева имеются осевые горсты.

Это первый опыт анализа структур Урала и смежной части Русской плиты с позиций модели общекоровой складчатости, но он показывает, что она в состоянии непротиворечиво объяснить многие позднепалеозойские образования этой области, включая метаморфизм, магматизм и горообразование. Общекоровая складчатость на Урале незавершенная, и при наличии сжимающих напряжений немедленно активизируется, обновляя рельеф неотектоническими движениями. Именно такой этап испытывает Урал в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
2. Кисин А.Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: Изд. УрО АН СССР, 1991. 130 с.
3. Кисин А.Ю. Деформационные макроструктуры в карбонатных породах гранито-гнейсовых комплексов Урала // Литосфера. 2007. № 1. С. 90-108.
4. Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62-85.
5. Чувашов Б.И. Структура форбальджа в Предуральском краевом прогибе: принципы диагностики, краткая характеристика, история развития, перспективы на полезные ископаемые // ДАН. 2000. Т. 374. № 5. С. 660-666.

АНИЗОТРОПНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (на примере юго-восточной части Фенноскандинавского щита)

Клабуков Б.Н.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, klab@krc.karelia.ru

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. Соотно-

шение 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 тектоно-магматических циклов, которые охватывают значительный период времени от архея до палеозоя включительно. Есть основание считать это направление главной осью современной геологической анизотропии. Наиболее хорошо анизотропия проявляется на осадочных и метаморфических породах с явно выраженной слоистостью. Так, удельное электрическое сопротивление вдоль слоистости (ρ_t) меньше, чем в вкост слоистости (ρ_h). Степень этого различия определяется коэффициентом анизотропии $\Lambda = \sqrt{\rho_h / \rho_t}$. Какова же природа анизотропной проводимости? Электрическое сопротивление горной породы в значительной степени зависит от содержания и распределения 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 региональным направлением, то величина анизотропии проводимости может резко возрасти и будет определяться совокупностью Λ регионального и локального направлений.

Причиной анизотропии структурно-вещественных комплексов может быть также трещиноватость горных пород. Величина коэффициента анизотропии водонасыщенных горных пород в среднем увеличивается с увеличением их пористости [1]. Для метаморфических пород, наряду с электрической Λ возможно существование магнитной анизотропии, возникающей в результате метаморфизма. Магнитная анизотропия осадочных пород характеризуются также отчетливой связью с элементами залегания [2]. Большой интерес представляет диамагнитная анизотропия некоторых пород, в которых отсутствуют ферромагнитные минералы. В качестве таких образований выступают высокоуглеродистые породы Онежской структуры [3].

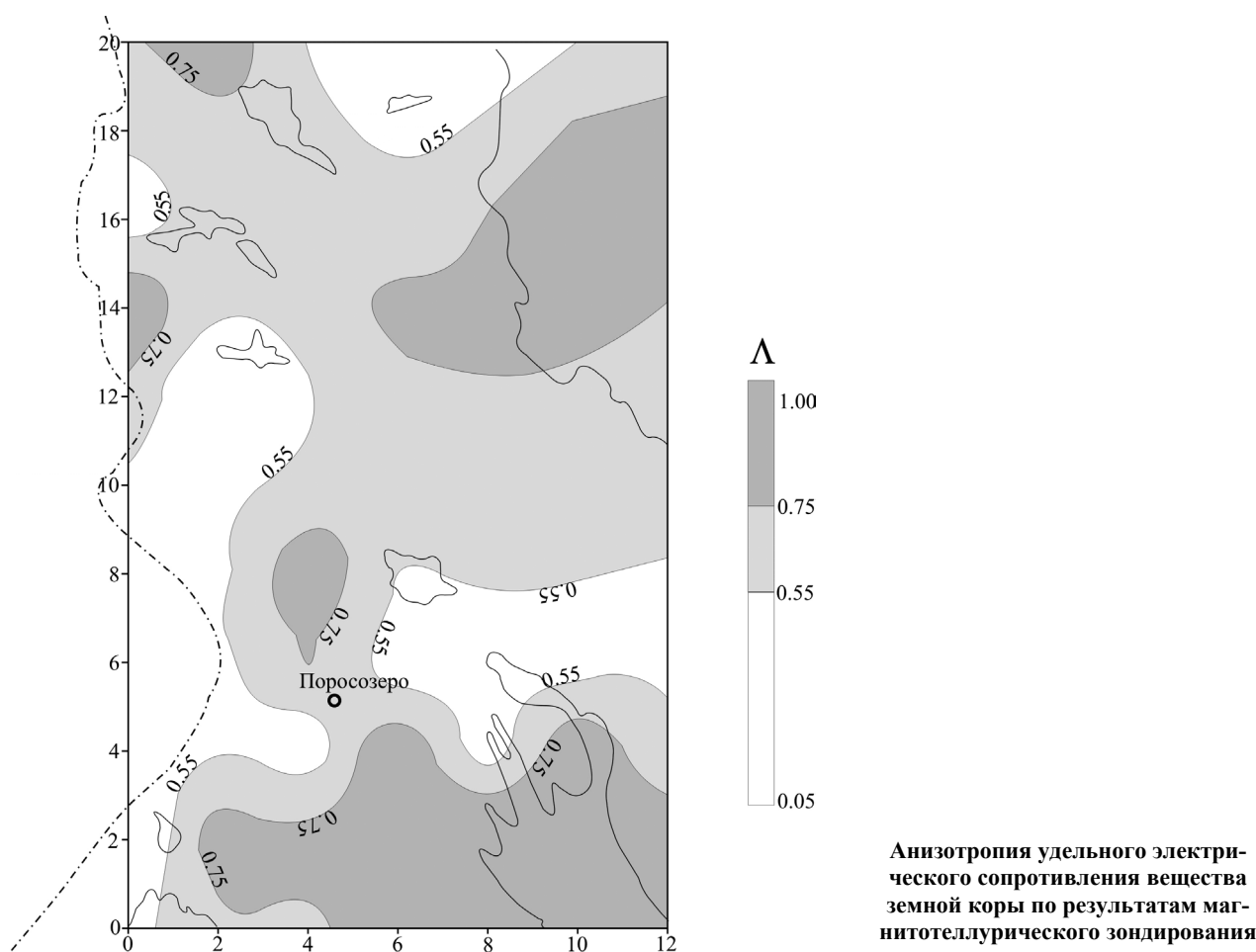
Почти все породообразующие минералы имеют разные скорости распространения упругих волн в основных кристаллографических направлениях, т.е. обладают анизотропией скоростей. Анизотропия скорости в минералах оказывает влияние на свойства горных пород в том случае, если под действием тектонических напряжений минералы получили определенную ориентировку в породах [4]. Анизотропией скорости обладают высоко метаморфизованные породы. Величина ее имеет достаточно большой разброс 0-10 у гранито-гнейсов до 80, у пород с большим содержанием кианита [5]. Рассмотрим возможности использования в качестве коэффициента анизотропии данные магнитотеллурики $\Lambda = \sqrt{\rho_{xy} / \rho_{yx}}$, где ρ_{xy} и ρ_{yx} соответственно данные о кажущемся электрическом сопротивлении в меридиональном и в широтном направлении.

С точки зрения геоэлектрики разница в величине ρ_{xy} и ρ_{yx} связана с индукционными и гальваническими искажениями электромагнитных полей, которые в свою очередь представляют отклик о величине анизотропности изучаемого участка земной коры. Пространственное распределение величины Λ показано на рис. Корреляция его, например, с распределением кажущегося электрического сопротивления дает новую информацию об электропроводности и связи ее с геологическим строением земной коры.

Из анализа следует, что 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. Сравнение этих параметров указывает на существование такой связи в Южной Карелии и ее отсутствие в Западной Карелии. Южная часть региональных магнитных аномалий (РМА) пространственно совпадает со склонами щита. Наиболее высокая электропроводность и значительная анизотропия позволяет отнести эту область к весьма активной зоне. Отсутствие значительной величины Λ ρ_k в Западной Карелии объясняется наличием выходов древнего фундамента (Вокнаволоцкий и Тулосский блоки), имеющих высокое электрическое сопротивление.

Распределение Λ сравнивается 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 вмещающих структурах. Так средние значения величины Λ в подвижных зонах, установленных по гравиметрическим данным составляют 4,0, а за их пределами 3,6 [6].

Выполнена оценка данных Λ ρ_k , полученных методом радиоэлектромагнитного зондирования (РЭМЗ) верхней обнаженной части земной коры. Работы проводились на наиболее представительных комплексах коренных пород в их естественном залегании. Методика позволяет измерять поверхностный импеданс с определением максимальных и минимальных значений удельного электрического сопротивления. В качестве анизотропных объектов заметно выделяются ряд известных структур: Онежская, Ладожская, Костомукшская. Наряду с аномальной, повсеместно наблюдается повышенная фоновая анизотропия электропроводности коренных пород, обусловленная, в основном, образованиями гранито-гнейсового состава. Измерения анизотропии электрического сопротивления проведены также на шунгитах Онежской структуры. Величина параметра Λ лежит в пределах 1,4÷2,2. Разброс данных электрической анизотропии этих пород свидетельствует о высоком содержании и значительной неоднородности распределения шунгитового вещества в шунгитоносных образованиях.



Итак, наличие анизотропии геофизических параметров является критерием анизотропности геологической среды. Природа ее, видимо, достаточно тесно 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 трещиноватости гранито-гнейсовых куполов; 3) анизотропия осадочных образований, связанная с напластованием пород различного литологического состава; 4) реологическая анизотропия, связанная с присутствием пористости и наличием флюидов; 5) анизотропия метаморфических образований; 6) анизотропия некоторых минералов, например, графита, шунгита и др.

Вариации коэффициента анизотропии могут быть использованы для изучения особенностей горных пород. Для осадочных пород, зная анизотропию можно, например, охарактеризовать текстуру породы, её 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 ρ_{11} , ρ_{22} , ρ_{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 [7].

Анизотропия магнитных свойств, обнаруженная у монокристаллов природных диамагнетиков часто необычна для их поликристаллических разностей из-за различий ориентации кристаллов. Значительная анизотропия магнитной восприимчивости типична для монокристаллов парамагнитных минералов.

Анизотропия сейсмических скоростей может быть использована для изучения неоднородностей верхней мантии. Понижение скорости сейсмических волн в мантии обычно сочетается с повышением поглощения и уменьшения плотности среды.

Для осадочных пород наиболее характерна анизотропия магнитной восприимчивости. Она достигает максимальных значений ($\Lambda_x=1,5$). У сильно метаморфизованных осадочных пород Λ_x складчатых районов больше анизотропии магнитной восприимчивости пород платформенных областей.

На основании анализа структурно-вещественных комплексов следует признать существование значительной неоднородности в организации вещества земной коры. Проблема неоднородности является фундаментальной 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. Хорошо 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.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лепешинский Ю.И. Влияние микроанизотропии на относительное сопротивление и коэффициент анизотропии горных пород. Прикл. Геофизика, 1979, вып. 95. С. 212-224.
2. 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. № 1, 1989. С. 59-69.
3. Земцов В.А. Магнитные свойства шунгитов и генезис высокоуглеродистых пород докембрия // Вопросы геофизики. Вып. 36. СПб., 2004. (Ученые записки СПбГУ) № 434. С. 211-216.
4. Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. Под редакцией доктора физ.-мат. Наук М.П. Воларовича. М.: Недра, 1978. 236 с.
5. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) под редакцией доктора геолого-минералогических наук Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1976. 527 с.
6. 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. Л.: Фонды Севзап-геология. 1969. 527 с.
7. Кабранова В.Н. Петрофизика. М.: Недра, 1986. 392 с.

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УЧАСТКОВ «ОЗЕРКИ» И «ЗЕЛЕНАЯ ГОРКА» КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Климовский А.В.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, klimava@gmail.com

Костомукшская структура расположена в северо-западной части Западно-Карельской структурно-формационной зоны, в 50 км к югу от озера Куйто, и является северо-западным окончанием Гимольско-Костомукшского зеленокаменного пояса. Представлена структура преимущественно вулканитами в «западной полосе» и осадочными породами в восточной дугообразной ветви лопийского возраста. Фундаментом для них является разгнейсованные тоналиты, плагиограниты и гранодиориты. Лопийские образования представлены породами нюкозерской, контокской и гимольской серий. Нюкозерская серия сложена различными гнейсами по метапесчаникам. В составе контокской серии, представленной вулканогенно-осадочными и вулканогенными метаморфизованными образованиями, выделяются ниemiaрвинская, руvинваарская и шурловаарская свиты. В строении гимольской серии принимают участие метаосадочные породы суккозерской, костомукшской и сурлампинской свит [1].

Исследуемые тела талькового камня приурочены к высокомагнезиальным вулканитам ультраосновного состава руvинваарской свиты контокской серии, образующим линзовидные тела среди metabазальтов. На участках «Озерки» и «Зеленая горка» коматииты метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой фации [2] и представлены хлорит-тремолитовыми, карбонат-хлорит-тремолит-тальковыми и карбонат-тремолит-тальковыми породами. Промышленный интерес представляют карбонат-хлорит-тальковые и в меньшей степени карбонат-хлорит-тремолит-тальковые породы.

В задачу геофизических работ входило выявление и картирование области развития ультрамафитов и выделение зон талькосодержащих пород.

Необходимость проведения комплексных геофизических изысканий на объектах, перспективных для добычи талькового камня на территории РК, обуславливается практически отсутствующими обнажениями тел данного вида полезного ископаемого ввиду характерных ему физических свойств. Анализ геологической информации и петрофизические исследования позволяют, задавая более корректные исходные условия, решать обратную задачу геофизики в суженном диапазоне возможных решений и получать более приближенные к реальной геологической обстановке параметры разведываемых геологических тел.