

ДИНАМИКА ИНТЕНСИВНОСТИ МАНЧАЖСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ В РАЙОНЕ ОБСЕРВАТОРИИ «АРТИ» В ПЕРИОД 1980-2005 ГГ.

А.С. Бибнев - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Динамические процессы, протекающие в земной коре, имеют отклик в геофизических полях. Регистрация изменений различных параметров геофизических полей и их интерпретация дают возможность объяснить природу тех явлений, которые они характеризуют. Магнитное поле Земли, как известно, можно представить в виде суммы полей от источников, имеющих различную природу. Источниками нормального (главного) поля, согласно современным представлениям, являются токи, генерируемые во внешнем жидком ядре. Источниками магнитных аномалий (за исключением глобальных) являются неоднородности земной коры.

Обсерватория «Арти» расположена в пределах Манчажской магнитной аномалии в 25 км к востоку от ее эпицентра. Интенсивность Манчажской аномалии в эпицентральной части на высоте 250 м, согласно результатам аэромагнитной съемки, проведенной в 2001 - 2002 гг., составляет 1230 нТл, в районе обсерватории на той же высоте - 500 нТл.

Источник аномалии может иметь форму сжатого сфероида, горизонтальная ось которого составляет 60 км, вертикальная - 14 км. Верхняя кромка расположена на глубине 8 километров. Намагниченность была принята равной 10 А/м [1].

По наблюдению характера протекания магнитных вариаций в нескольких пунктах, расположенных в зоне аномалии и за ее пределами с помощью протонных магнитометров, показано, что источник Манчажской аномалии обладает остаточной намагниченностью, равной 5 А/м [2].

По данным разновысотной аэромагнитной съемки, проведенной в 1979 году по профилям на высоте 150, 500, 1000 и 2000 метров, было проведено моделирование источника [3]. При моделировании сделано допущение, что природа намагниченности источника аномалии индуцированная. Установлено, что центры намагниченных масс источников расположены на глубине 20 - 25 километров.

По результатам полевых наблюдений и моделирования индукционных эффектов на Манчажской аномалии, вызванных геомагнитными солнечно-суточными вариациями и суббурей, были сделаны выводы о преимущественно индуцированной природе намагниченности ее источника [4, 5].

Источники аномалии по результатам моделирования путем расчета поля от сферических параллелепипедов могут располагаться на глубине 6 километров. Полученные параметры источников были использованы для моделирования эффектов подмагничивания вековыми вариациями геомагнитного поля и сопоставлены с вековым ходом, зафиксированным на обсерватории «Арти». На качественном уровне результаты моделирования совпадают с данными наблюдений, что может свидетельствовать в пользу индуцированной природы намагниченности источников аномалии [6].

Математическое моделирование магнитного поля показало, что, вероятнее всего, аномалиеобразующий объект залегает на глубине 4 - 6 километров. Нижняя его кромка расположена на глубине 30 километров. Горизонтальные размеры около 100 километров. Возмущающий объект намагничен неоднородно. Породы имеют J от 4.5 А/м (на глубинах 4 - 15 км) до 1.1 А/м (на глубинах 15 - 30 км). В верхней части разреза соотношение J_i/J_n достигает 5 - 10. С глубиной это соотношение и магнитная восприимчивость пород монотонно уменьшаются [7].

Анализ многолетних наблюдений свидетельствует о том, что интенсивность аномалии в районе обсерватории «Арти» с течением времени изменяется. В данной работе проведена

оценка вариаций интенсивности Манчажской аномалии в районе обсерватории в период 1980 - 2005 гг. по всем составляющим геомагнитного поля.

В таблице представлены аномальные значения элементов геомагнитного поля, обусловленные влиянием Манчажской аномалии.

Таблица. Интенсивность Манчажской аномалии в районе обсерватории «Арти» в период 1980 - 2005 гг.

Эпоха	H_a , нТл	Z_a , нТл	T_a , нТл	D_a , мин	I_a , мин
1980	340	535	611	-68,2	35,9
1985	319	543	613	-63,1	36,4
1990	303	559	622	-67,3	36,6
1995	323	570	638	-68,6	35,1
2000	298	569	630	-71,1	35,5
2005	300	556	619	-69,7	34,1

Аномальная часть была выделена по стандартной методике как разность наблюдаемых значений, зарегистрированных на обсерватории «Арти» в указанный промежуток времени, и значений нормального поля, рассчитанных по формулам сферического анализа с использованием коэффициентов МЭГП (IGRF) для эпох 1980, 1985, 1990, 1995, 2000, 2005.

Изменения интенсивности аномальной части по всем компонентам представлены на рис. 1.

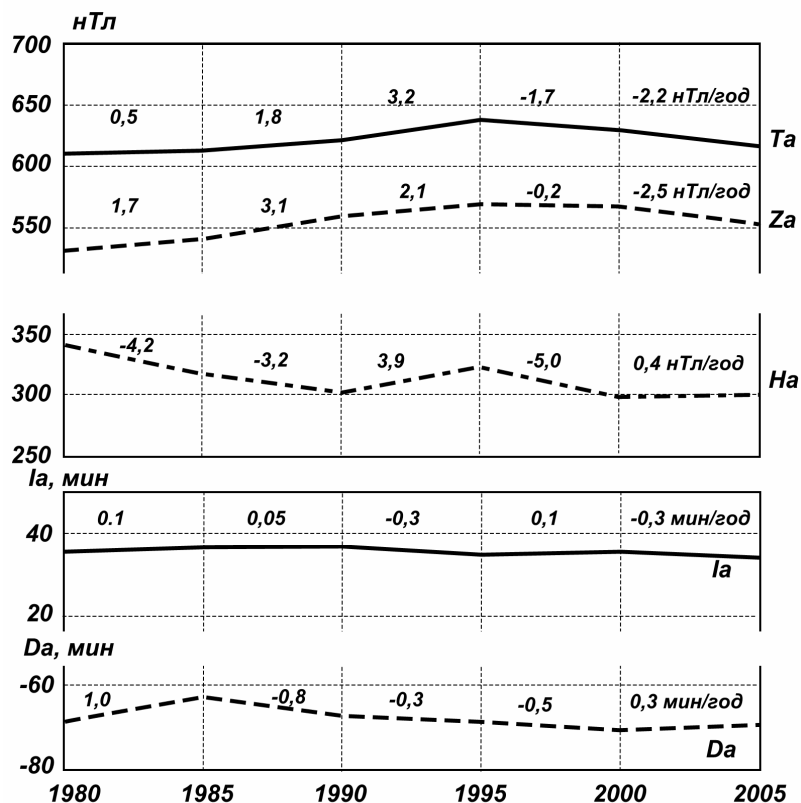


Рис. 1. Изменение интенсивности Манчажской аномалии в районе обсерватории «Арти» в период 1980 - 2005 гг. по составляющим геомагнитного поля

В период 1980 - 1995 гг. происходило усиление суммарного аномального поля со средней скоростью около 2 нТл/год. Начиная с эпохи 1995 и по настоящее время наблюдается ослабление аномалии со скоростью 2 нТл/год.

Изменения интенсивности аномальной части геомагнитного поля, по всей видимости, являются характеристиками современных процессов, протекающих в земной коре в данном районе.

Литература

1. Бугайло В. А., Дружинин В. С., Орлов Г. Г., Рыбалка Л. Ф. К вопросу о геологической природе Манчажской магнитной аномалии // Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976, с. 29 - 36.
2. Шапиро В. А., Никонова Ф. И., Федорова Н. В., Чурсин А. В. Региональные магнитные аномалии Предуралья // Исследования региональных магнитных аномалий платформенных областей. Киев: Наукова думка, 1984, с. 162 - 167.
3. Федорова Н. В., Максимовских С. И. Исследование магнитовариационных эффектов на Манчажской магнитной аномалии // Теория и практика геоэлектрических исследований / Под ред. Р.В. Улитина. Екатеринбург: УрО РАН, 2000, с. 156 - 165.
4. Федорова Н. В., Писяев А. Н. Моделирование источников региональных аномалий и динамики магнитного поля при исследовании природы аномалий векового хода // Вопросы теории и практики геол. интерпретации грав., магн. и электр. Полей: Мат-лы 29-й сессии Межд. семинара им. Д.Г. Успенского, 28 января - 2 февраля 2002 г. Ч. 1. Екатеринбург: УГГГА, 2002, с. 40 - 44.
5. Федорова Н.В. Изучение динамики магнитного поля в обсерватории «Арти» и на Манчажском полигоне // 170 лет обсерваторских наблюдений на Урале: история и современное состояние: Мат-лы Межд. семинара, Екатеринбург, 17-23 июля 2006 г. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2006, с. 176 - 179.
6. Новые данные о геологическом строении Предуральяского прогиба и природе Манчажской магнитной аномалии / А.Г. Дьяконова, В.С. Вишнев, П.Ф. Астафьев и др. // Уральский геофизический вестник, 2002. № 4, с. 23 – 27.
7. Кусонский О. А. Обобщенная геолого-геофизическая модель Манчажской гравимагнитной аномалии // Третьи научные чтения памяти Ю.П. Булашевича: Ядерная геофизика. Геофизические исследования литосферы. Геотермия. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2005, с. 11.

**ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В УРАЛЬСКОЙ
СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЕ СГ-4**

Н.А. Белоглазова, И.И. Глухих, В.И. Уткин, Ю.Г. Астраханцев, В.П. Старовойтов -
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В 2004 г впервые в практике геофизических исследований были зарегистрированы вариации геомагнитного поля в сверхглубокой скважине на глубине практически 6000 м. Известно, что геомагнитные вариации различного периода являются естественным источником первичного поля для электромагнитных методов изучения глубинного строения Земли. Поэтому стационарные измерения геомагнитного поля в глубоких скважинах должны представлять несомненный научный интерес.

В Институте геофизики УрО РАН разработан магнитометр-вариометр СТМ-20, предназначенный для измерения вариаций геомагнитного поля в скважинах. Измерение вариаций геомагнитного поля в Уральской сверхглубокой скважине проведены по схеме поверхность - скважина. Наземный прибор располагался в 80 м от устья скважины, а скважинный прибор находился на глубине 5970 м. Регистрация геомагнитного поля проводилась в период 23 – 26 сентября 2004 г. По наблюдениям магнитного поля на обсерватории «Арти», эти дни относятся к спокойным невозмущенным дням. Поэтому зарегистрированные на СГ-4 вариации магнитного поля могут быть отнесены к классу S_q -вариаций. Сопоставление записей вариаций, произведенных наземным и скважинным приборами позволило установить между ними некоторые отличия.

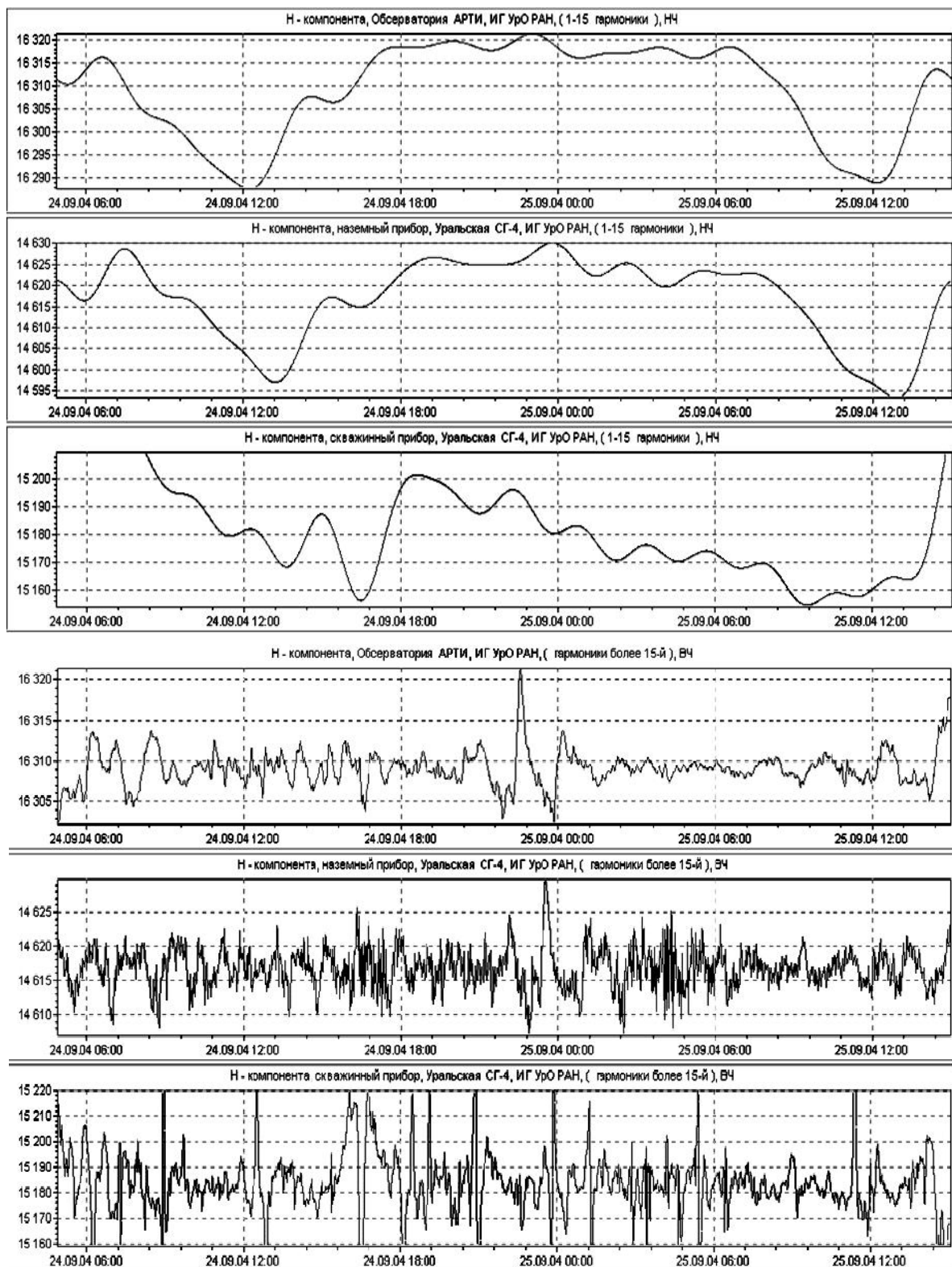


Рис. 1. Низкочастотная и высокочастотная части зарегистрированных вариаций горизонтальной составляющей геомагнитного поля на обсерватории «Арти» и скважине СГ–4 (наземный и скважинный приборы)

Выполнен амплитудно-частотный анализ во временном интервале от 04:53 ч 24.09.2004 до 15:00 ч 25.09.2004 (время GMT + 05:00). Несмотря на резкое отличие вариаций по амplitудам, принципиальных отличий в частотном спектре вариаций с периодами от 5 мин до

1 часа, зарегистрированных на поверхности и в скважине, не наблюдается. При скважинных измерениях максимумы амплитуд наблюдаются на периодах 1.3; 1.47; 1.69; 2.0; 2.43; 3.33 и 4.17 часа, а для наземных наблюдений максимумы амплитуд отмечаются на периодах 1.54; 1.82; 3.03; 3.79 и 4.76 часа. В диапазоне периодов от 6.67 до 24.12 часа максимальная амплитуда при скважинных измерениях наблюдается для периода 17.26 часа, а при наземных измерениях, для этого же периода, отмечается минимальное значение амплитуды.

При дальнейшем обсуждении результатов использовано разделение измеренных вариаций на низкочастотную (с 1 по 15 гармонику) и высокочастотную (с 16 по 40 гармонику) части (рис. 1). Низкочастотная часть вариаций геомагнитного поля меняется в диапазоне: горизонтальная составляющая – 32 нТл у устья скважины и 40 нТл на глубине 5970 м; вертикальная составляющая, соответственно, 25 и 25 нТл. Для высокочастотной части вариаций диапазон изменений составляет, соответственно, для горизонтальной составляющей - 15 и 30 нТл, для вертикальной составляющей – 15 и 30 нТл.

Используя известные работы и, допустив, что их выводы сохраняются для высокочастотной и низкочастотной составляющих вариаций, можно рассчитать глубину источника внутренней части вариаций, который может быть представлен в виде линейного тока. При такой ситуации глубина источника низкочастотной составляющей измеренных вариаций составляет 14 км, а глубина источника высокочастотной части вариаций составляет 7.5 км. По результатам аудимагнитотеллурических зондирований на Среднем Урале в районе Уральской сверхглубокой скважины установлен коровый проводящий слой на глубине 12 ± 2 км мощностью до 12 км и электрическим сопротивлением 240 Ом·м. На этом же интервале глубин по данным глубинных сейсмических зондирований выделен слой пониженных скоростей. На глубине 6.3 – 7.5 км также по сейсмическим данным в разрезе выделяется зона тектонических нарушений, а ниже на глубине 8 км отмечается контакт слоев с пониженными и повышенными скоростями продольных волн. Таким образом, полученные оценочные данные о глубинах источников внутренних вариаций не противоречат имеющейся геофизической информации о глубинном строении района.

Отмечаются еще две особенности зарегистрированных вариаций геомагнитного поля в скважине на глубине 5970 м. Первая - связана с резким уменьшением на 15.0 нТл вертикальной составляющей 24.09.06 г. и резким же возвращением к прежнему уровню 25.09.06 г. Вторая особенность связана с регистрацией локальных возмущений в течение 15 – 30 мин. Анализ этих локальных возмущений позволяет предположить, что они, возможно, связаны с оседанием намагниченных кусочков породы.

Таким образом, приведенные первые результаты измерений вариаций геомагнитного поля в сверхглубокой скважине показывают возможность получения новой дополнительной информации, использование которой повысит эффективность магнитных методов исследования глубинного строения земной коры.

ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ НА МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА И ПРОЦЕСС ГАММА - АЛЬФА ПЕРЕХОДА В МАГГЕМИТЕ

К.Н. Данукалов - Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

В последнее время значительно возрос интерес к изучению естественных ферромагнитных минералов в виду их большой информативности относительно генезиса и геологической истории вмещающих пород. Видное место среди естественных ферромагнетиков занимает маггемит, широко распространенный в осадочных, изверженных и метаморфических породах, но еще недостаточно полно исследованный. Маггемит (γ - Fe_2O_3) является продуктом низкотемпературного окисления магнетита [1]. Магнитологи занимаются маггемитом

главным образом в связи с проблемой определения синхронности естественной остаточной намагниченности. Безусловно, воздействие механических нагрузок каким-то образом влияет на состояние минерала, и это может найти применение при тектонических исследованиях.

Предыдущими исследователями детально изучались температурные превращения маггемита [1-2] и было установлено, что имеет место необратимый переход маггемита в гематит (α - Fe_2O_3) при определенной температуре в интервале от 250 до 800 °С и атмосферном давлении. Различие в температуре перехода определяется в первую очередь наличием изоморфных примесей и условиями образования минерала. Имеются отдельные, зачастую неоднозначные данные по изучению поведения маггемита при высоких давлениях и температурах [3, 4]. Целью настоящей работы является установление влияния давления на магнитные характеристики и процесс гамма-альфа перехода маггемита.

В качестве объекта исследования был выбран синтетический порошкообразный маггемит с небольшой примесью Na и Mn, любезно предоставленный А.А. Хоботько (МГГРУ). Несколько проверочных опытов были проведены на естественном маггемите, находящемся в ассоциации с магнетитом и являющимся эталоном установки дифференциального термомагнитного анализа в КГУ у д.ф.-м.н. Д.К. Нургалиева.

Высокие квазигидростатические давления до 30 кБар создавались в твердофазной установке типа цилиндр-поршень с внешним обогревом в присутствии лабораторного магнитного поля. В качестве среды, передающей давление, были использованы для разных экспериментов цемент «Силидонт», пиррофиллит, пластмасса «Норакрил» и поваренная соль. Тарировка камер была сделана по фазовому переходу в соли RbCl.

Для контроля изменения магнитного состояния образцов применялись следующие магнитные параметры: намагниченность насыщения J_s , остаточная намагниченность насыщения J_{rs} , разрушающее поле насыщения H_{cr} , магнитная восприимчивость α ; проводился термомагнитный анализ J_{rs} и J_s .

Магнитные характеристики образцов изучались до и после выдержки в течение 0,5 – 2 часов при фиксированных давлении и температуре в интервалах от атмосферного до 30 кБар и от комнатной до 475 °С. Измерения магнитных параметров проводились на стандартной и оригинальной магнитометрической аппаратуре: измерителях остаточной намагниченности ИОН-1 и JR-4, каппа-мостике KLY-2 (ИГ УНЦ РАН), рок-магнитометре Дианова-Клокова, вибромагнитометре, изготовленном Н.М. Аносовым и термомагнитометре J_{rs} конструкции К.С. Буракова (ИФЗ РАН).

Исходные значения магнитных параметров для искусственного маггемита: $J_s = 4,2 \text{ Гс}\cdot\text{см}^3/\text{г}$, $J_{rs} = 0,74 \text{ Гс}\cdot\text{см}^3/\text{г}$, $H_{cr} = 224 \text{ Э}$, $\alpha = 4370$ усл. ед.; для природного маггемита с магнетитом: $J_{rs} = 3,02 \text{ Гс}\cdot\text{см}^3/\text{г}$, $H_{cr} = 256 \text{ Э}$, $\alpha = 66490$ усл. ед. После двух циклов нагрева до 700 °С и охлаждения до комнатной температуры эти значения стали для синтетических образцов: $J_s = 0,8 \text{ Гс}\cdot\text{см}^3/\text{г}$, $J_{rs} = 0,10 \text{ Гс}\cdot\text{см}^3/\text{г}$, $H_{cr} = 6280 \text{ Э}$, $\alpha = 1490$ усл. ед.; а для естественных: $J_{rs} = 1,48 \text{ Гс}\cdot\text{см}^3/\text{г}$, $H_{cr} = 296 \text{ Э}$, $\alpha = 28180$ усл. ед. Температура начала интенсивного γ - α перехода в синтетическом маггемите составляет 450 °С, но переход существенно растянут как по температуре, так и во времени. В исследуемых образцах имеется некоторое вполне определяемое магнитными методами количество гематита, что затрудняет интерпретацию результатов измерений.

Выдержка при высоком давлении до 30 кБар и комнатной температуре приводит к необратимому увеличению разрушающего поля насыщения синтетического маггемита, одной из основных характеристик магнитной жесткости вещества, на 15 – 40 %. Различия в величинах H_{cr} связаны с использованием камер высокого давления с разным рабочим объемом и применением различных материалов в качестве среды, передающей давление. J_{rs} искусственного маггемита также возрастает с увеличением давления, но относительные изменения этой характеристики меньше. Изменение H_{cr} и J_{rs} природной ассоциации маггемита с магнетитом при росте величины сжимающей нагрузки обнаруживают такую же тенденцию в поведении.

Данные термомагнитного анализа J_{rs} указывают на то, что форма термомагнитограмм образцов синтетического маггемита, испытанных воздействию высоких давлений, становится более выпуклой; причем, чем выше была нагрузка, тем сильнее кривые $J_{rs}(T)$ отличаются от кривой исходного образца и тем четче выделяется высокотемпературная гематитовая компонента. Форма термомагнитограмм практически не зависит от времени выдержки под давлением. Магнитные свойства маггемита при воздействии давления меняются необратимо. Термомагнитный анализ J_s не показал существенного различия в форме кривых $J_s(T)$, что свидетельствует об отсутствии сколько-нибудь значительных фазовых изменений в маггемите, подвергнутом воздействию P до 20 кБар при комнатной температуре.

Магнитная вязкость маггемита после выдержки при давлении 20 кБар в течение двух часов уменьшается. Кривая нормального намагничивания нагруженного образца идет заметно ниже кривой исходного образца до значений намагничивающего поля приблизительно 500 Э, затем пересекает ее и все время идет выше. Кривая размагничивания переменным полем J_{rs} , нагруженного ранее маггемита, идет все время выше аналогичной кривой исходного маггемита. Следовательно, коэрцитивные спектры J_{rs} по постоянному и переменному полям образцов, выдержанных под давлением, оказываются несколько смещенными в сторону больших полей по сравнению со спектрами исходных образцов, что и объясняет различие в вязких свойствах.

Гидростатическое давление [5] действует на остаточную намагниченность как размагничивающий фактор, подобный переменному магнитному полю. По нашим данным воздействие этих факторов охватывает разные, хотя и пересекающиеся, области магнитного состояния частиц.

Сравнение магнитных свойств маггемитов до и после выдержки при высоких давлениях и температурах в интервале 200 – 450 °С с шагом 50 °С позволяет сделать заключение, что процесс перехода маггемит-гематит в исследованных образцах начинает идти уже при температурах 250 – 300 °С в случае, если их воздействие достаточно длительное, и что, по крайней мере, для синтетического маггемита давление (или разрушение под давлением) облегчает процесс γ - α перехода в Fe_2O_3 . Что же касается утверждения о возможности γ - α перехода в маггемите при комнатной температуре и давлении 0,3 – 0,4 кБар [3], то оно представляется автору весьма спорным.

Основные выводы.

Выдержка при высоком давлении и комнатной температуре приводит к необратимому увеличению магнитной жесткости маггемита, что отражается в существенном возрастании величины H_{cr} , повышении стабильности J_{rs} к воздействию переменного поля и изменении формы кривой терморазмагничивания J_{rs} – она становится более выпуклой и основной спад намагниченности смещается в область высоких температур.

Воздействие давлений до 20 кБар при комнатной температуре уменьшает магнитную вязкость маггемита. Коэрцитивные спектры J_{rs} по постоянному и переменному полям образцов, выдержанных под давлением, смещаются несколько вправо (в сторону больших полей) по сравнению со спектрами ненагруженных образцов.

Закономерные изменения магнитных параметров показывают, что высокие давления облегчают процесс γ - α перехода маггемита в гематит.

Литература

1. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: ЛГУ, 1978. 592 с.
2. Рыбак Р.С. Диагностика маггемита термомагнитным методом // Изв. АН СССР. Физика земли, 1974. № 4, с. 98 - 102.
3. Kyshiro I. γ - α transition in Fe_2O_3 with pressure // Journal of Geomagnetism and Geoelectricity. 1960. V. 11. № 4. P. 148 - 151.
4. Nakatani Y., Sakaj M., Nakatani S. Mechanochemical effect of dry grinding on the transforma-

tion phenomenon from gamma - Fe sub(2) O sub(3) to alpha - Fe sub(2) O sub(3) // Journal of Materials Science Letters. 1983. V. 2. №3. P. 129 - 131.

5. *Валеев К.А., Данукалов К.Н.* Исследование магнитных свойств горных пород в условиях высокого давления в связи с проблемой магнитоактивной зоны земной коры и верхней мантии // Петрофизика древних образований. Сборник. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1986, с. 74 - 80.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

В.А. Кочнев¹, О.А. Адамцева², О.С. Довыденко² -

¹ИВМ СО РАН, Красноярск

²ПИ СФУ, Красноярск

При изучении магнитного поля Земли возникает много интересных задач, решение которых может привести к получению новых знаний о внутреннем строении Земли.

В научном мире существует множество гипотез относительно внутреннего строения планеты Земля и природы геомагнитного поля. Первую гипотезу выдвинул Уильям Гильберт. Он считал, что причиной существования магнитного поля является намагничивание слагающих планету пород.

Следующим крупным шагом в аналитическом представлении земного магнитного поля явилась теория, предложенная К. Гауссом в 1838 г. Эта теория имела целью представить магнитное поле Земли как функцию координат данной точки, оставляя совершенно в стороне физические причины возникновения этого поля. Таким образом, по существу не давая никакого объяснения происхождению магнитного поля земного шара, она давала возможность решать ряд задач о структуре магнитного поля Земли.

Для объяснения наблюдаемых полей в настоящее время придерживаются гипотезы магнитного динамо, согласно которой магнитное поле объясняют циркуляцией электрического тока в ядре.

Таким образом, при гипотезе динамо источник магнитного поля располагается так же в центральной части в ядре. Целью данной работы является моделирование двух видов источников магнитного поля: намагниченного ядра и равномерно намагниченного шара.

В данной работе для моделирования используется технология ADM - 3D [1], причем его учебная модификация, которая доступна всем исследователям и студентам [www.krasn.ru/geof]. В ней предусмотрена возможность моделирования и решения обратных задач для моделей, состоящих из 4000 прямоугольных призм, с помощью которых можно построить модель из десяти слоев. Используя эти возможности, смоделируем фигуру, в первом приближении имитирующую шар и ядро. Модель будем строить, уменьшая все размеры в 1000 раз. Это позволит оперировать не семизначными, а четырехзначными цифрами, причем магнитное поле, как в исходной так и уменьшенной модели, будет тем же самым [2]. Хотя модели объекта будут не идеальными, но позволят увидеть основные закономерности магнитных полей от ядра и от модели однородного шара. Начнем моделирование ядра, которое по представлению ученых 18 и 20 веков является основным источником магнитного поля [3].

Вертикальную намагниченность ядра рассчитаем, зная магнитную массу шара и объемы шара и ядра. В итоге получим $1089400 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Магнитное поле ядра (рис. 1а) на плоскости, параллельной экватору и проходящей через северный полюс, будет меняться от 2300 до 51800 нТл. Графики полного и Z компоненты поля по диагональному сечению поверхности приведены на рис. 2а.

Вертикальную намагниченность блоков, имитирующих шар, примем равной

$6000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Магнитное поле от шара на полюсе (рис. 1б) будет равно 49600 нТл. Оно оказывается на 25 - 30 % ниже уровня нормального поля на полюсе. Графики полного и Z компоненты поля по диагональному сечению видим на рис. 2в. Как видно, по форме и величине поля оно мало отличается от графиков магнитного поля ядра.

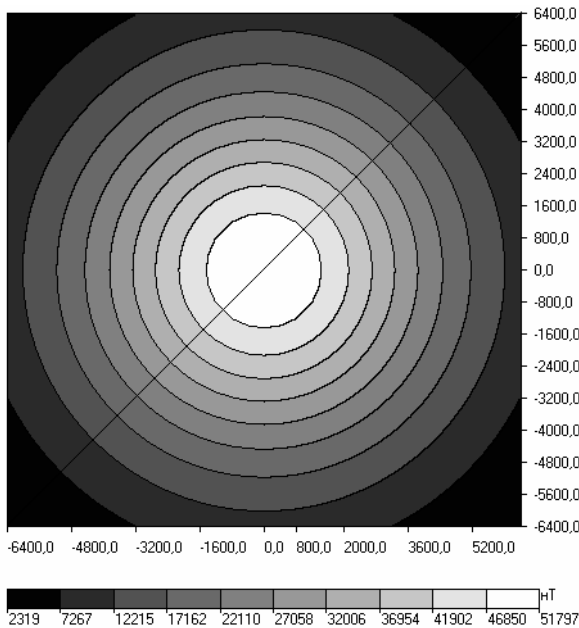


Рис. 1а - Магнитное поле от ядра на плоской поверхности, проходящей через северный географический полюс параллельно экватору

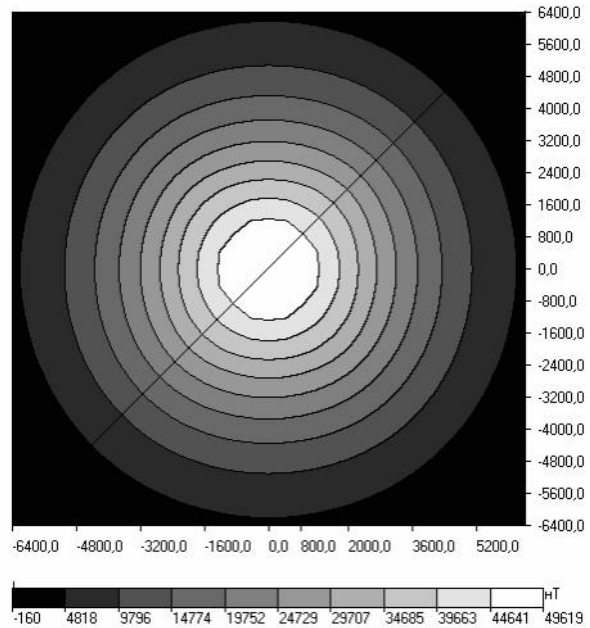


Рис. 1б - Магнитное поле от шара на плоской поверхности, проходящей через северный географический полюс параллельно экватору

Наиболее важными являются результаты моделирования полей на плоскости экватора. Для диполя (ядра) они приведены на рис. 2б, а для шара на - рис. 2г. Z компонента магнитного поля от диполя меняется в пределах от -1000000 до +9900000 нТл. Как видно, намагниченность ядра и его поле в центре огромны. Однако значения поля за пределами шара со-

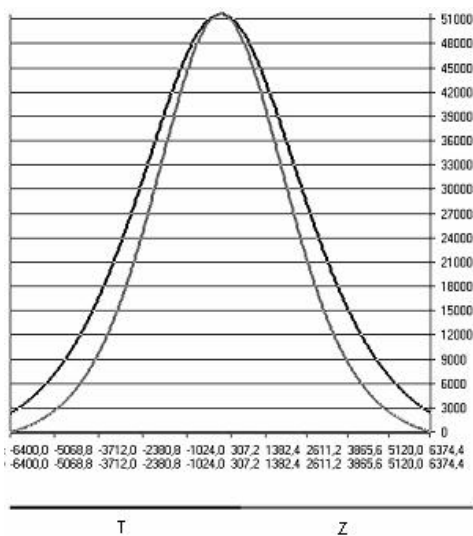


Рис. 2а. Магнитное поле T и его Z - компонента от ядра на плоскости полюса

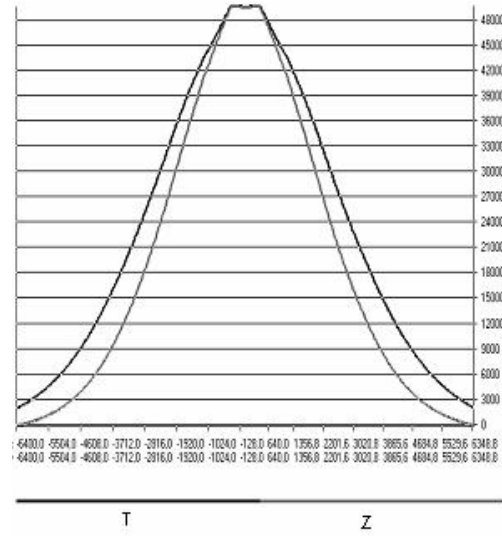


Рис. 2б. Магнитное поле T и его Z - компонента от ядра на плоскости экватора

гласуются с данными нормального поля.

От шара магнитное поле и его Z компонента почти на порядок меньше. Оба поля по Z компоненте имеют отчетливый минимум. Но от ядра минимум находится внутри шара, а от шара - за его пределами. Это на наш взгляд очень важный момент, позволяющий определить положение основных источников поля. Следует иметь в виду, что Z компонента в на-

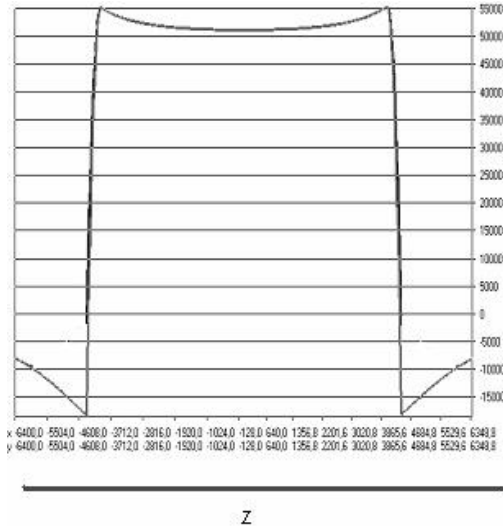


Рис. 2в. Магнитное поле T и его Z - компонента от шара на плоскости

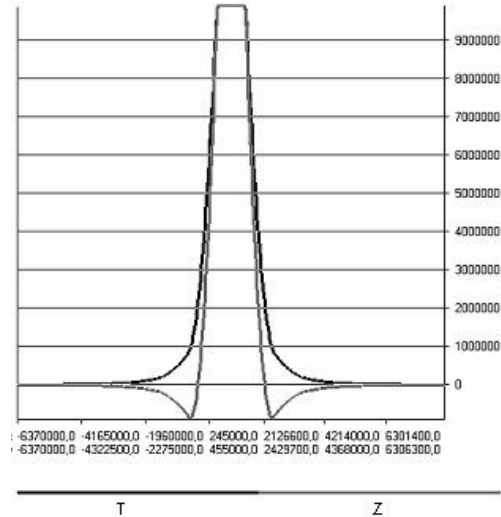


Рис. 2г. Z - компонента магнитного поля от шара на плоскости экватора

шей модели поля на экваторе соответствует X компоненте в полярных координатах.

В докладе будут приведены более сложные модели, включающие в себя более 12000 блоков, намагниченных не только вертикально, но и наклонно.

Выводы:

1). Показана возможность расчета магнитных полей как за пределом так и внутри объекта, которым в данном случае является планета Земля.

2) Первое приближение модели может быть использовано для решения обратных задач, в которых неизвестными будут намагниченность или границы блоков, слагающих модель, а исходными данными – поля и его компоненты на разных высотах наблюдения.

Литература

1. В.А. Кочнев, И.В. Гоз. Нераскрытые возможности магнитометрии // Геофизика, 2006. № 6, с. 51 - 55.
2. В.А. Кочнев, И.В. Гоз. Проблемы постановки и решения прямых и обратных задач магнитометрии // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Мат. 34-й сессии межд. сем. им. Д.Г. Успенского, Москва, 29 января – 3 февраля 2007 г. М.: ИФЗ РАН, 2007, с. 146 - 150.
3. Б.М. Яновский. Земной магнетизм. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1978. 592 с.

ПУНКТ ВЕКОВОГО ХОДА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ «КАМЫШЛОВ»

О.А. Кусонский, Л.А. Муравьев - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Планомерное исследование пространственно-временного распределения геомагнитного поля и его использование для решения фундаментальных и прикладных задач началось сразу же после образования магнитных обсерваторий. В Европе и в России примерно с 1830-х

годов. Для этой цели кроме обсерваторий служили так называемые пункты векового хода (ПВХ), на которых периодически выполнялись абсолютные наблюдения компонент геомагнитного поля. Уральской обсерваторией в конце XIX века были организованы ПВХ на территории от Тобольска до Перми и от Оренбурга до Сургута, Павлодара в Казахстане, Салехарда, на которых регулярно один раз в 3 – 5 лет проводились наблюдения поля с высокой точностью [1]. Работы не потеряли своего научного значения до сих пор. В 1930-х годах эти работы были свернуты. Затем частично продолжены силами ИЗМИРАН. Начиная с 1992 г., эти исследования были полностью прекращены. Однако в других странах такие работы не только не прекращаются, но и развиваются ускоренными темпами. Так на XXIII Генеральной Ассамблее IAGA (Саппоро, июль 2003 г.) была принята специальная резолюция № 4 о необходимости дальнейшего развития работ в этом направлении.

Полученные данные по ПВХ используются для построения карт, которые широко применяются при фундаментальных и прикладных исследованиях. Это особенно актуально для Урала и Сибири, где проводятся поиски и добыча месторождений полезных ископаемых, а обсерватории расположены друг от друга на расстоянии тысяч километров.

В 2003 г. в продолжение работ, проводимых обсерваторией «Екатеринбург» в начале XX века, нами был организован пункт «Камышлов» вблизи того пункта, который исследовался в 1914 г. Он имел координаты $56^{\circ}50.7'$ с. ш., $4^{\text{h}}10^{\text{m}}50.2^{\text{s}}$ в. д., а величина модуля вектора была равна 54215 нТл.

Целью работы является проведение наблюдений модуля вектора геомагнитного поля $/T/$ (на первом этапе) высокоточными магнитометрами, имеющими отсчетную точность 0.001 нТл, разработка методики применительно к современным условиям и обширным территориям, её реализация в реальных геолого-геофизических условиях и выявление особенностей и аномалий вековых вариаций. На данном пункте проведены ежегодные площадные наблюдения, охватывающие участок в пределах по широте $56^{\circ}47.570' - 56^{\circ}47.799'$ и долготе $62^{\circ}31.016' - 62^{\circ}30.698'$. Всего с 2003 по 2007 г. было выполнено пять повторных площадных съемок, отработаны вопросы методики проведения наблюдений.

На рис. 1 показана вековая вариация геомагнитного поля, наблюдаемая в обсерватории «Арти», и прогнозная вариация для района работ, построенная по данным сравнения величин поля в обс. «Арти» и «Высокая Дубрава». Поле за период мониторинга монотонно возрастало. Так в 2001 г. оно возросло на 49 нТл/год, в 2002 г. – на 52 нТл/год, в 2003 г. – на 53 нТл/год, в 2004 г. – на 40 нТл/год, в 2005 г. – на 36 нТл/год, в 2006 г. – на 32 нТл/год. По-

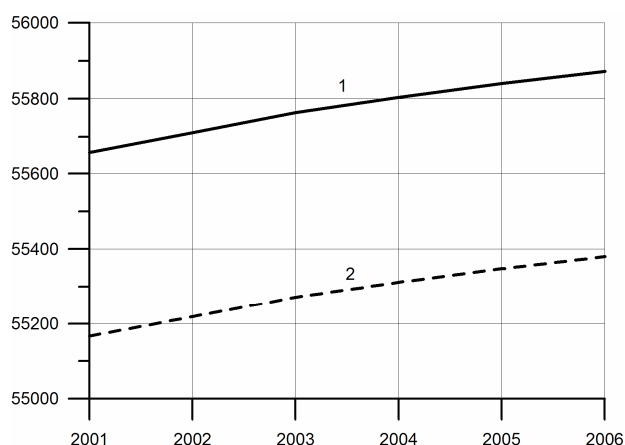


Рис. 1. Вековая вариация геомагнитного поля по наблюдениям на обсерватории «Арти» (1) и прогноз для района работ (2)

ведение поля на участке должно соответствовать вековой вариации.

По результатам магнитной съемки участка построены карты модуля геомагнитного поля $/T/$, по которым установлено, что в 2003 году (декабрь) максимальная величина геомагнитного поля на участке была равна 57400 нТл, а минимальная – 55600 нТл. Изменение величины магнитного поля в пределах участка равно 1800 нТл, то есть здесь зарегистрирована

положительная магнитная аномалия. По результатам последующих съемок магнитное поле участка выглядит примерно так же. Сохраняются основные черты магнитной аномалии, положение её эпицентра, зоны пониженного поля (рис. 2). Обозначения осей – координаты в метрах. Однако, абсолютные величины геомагнитного поля почти на всей площади участка значительно изменяются. В 2004 г. (на май месяц) на участке отмечено уменьшение абсолютных величин поля примерно на 20 – 30 нТл, и даже более в не-

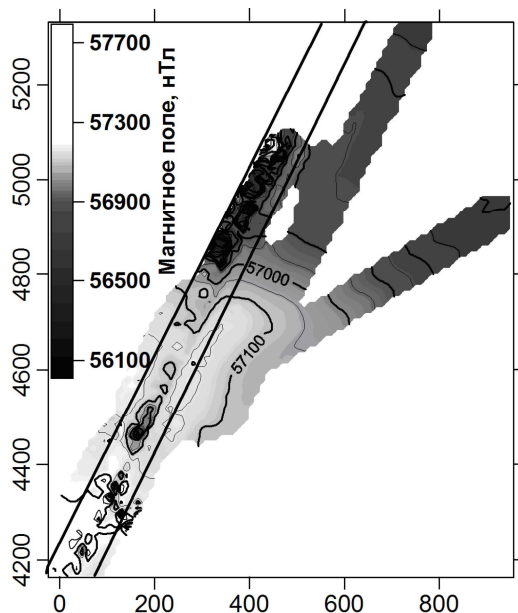


Рис. 2. Карта магнитного поля площади (2004 год). Линиями обозначена дорога

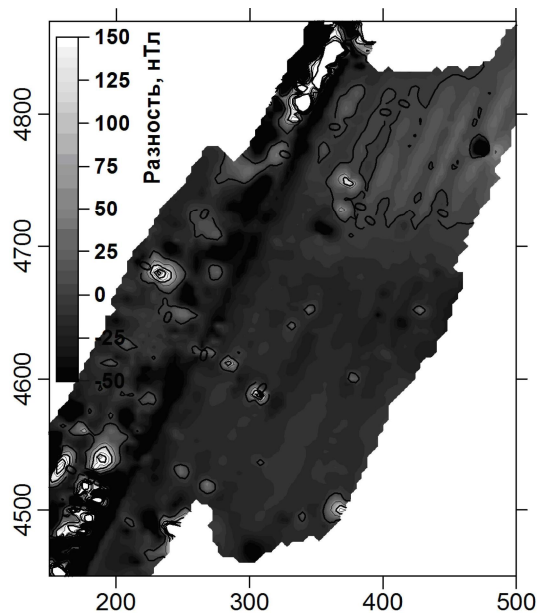


Рис. 3. Фрагмент разности магнитного поля между 2004 и 2003 годами

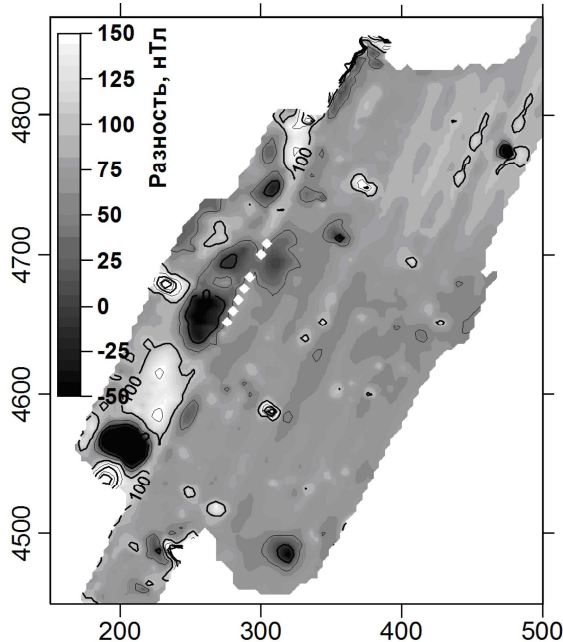


Рис. 4. Фрагмент разности магнитного поля между 2005 и 2003 годами

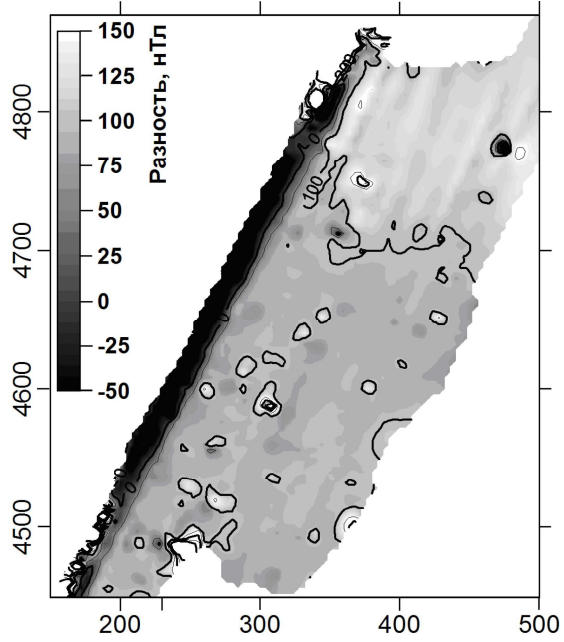


Рис. 5. Фрагмент разности магнитного поля между 2006 и 2003 годами

которых местах (рис. 3).

В 2005 г. (на июнь месяц) по сравнению с 2003 г. наблюдается уже возрастание поля на 70 – 90 нТл, максимальная величина возрастания составила 130 – 170 нТл (рис. 4). В 2006 г. (июнь месяц) в некоторых местах участка опять наблюдается рез-

кое снижение поля на 80 – 100 нТл по сравнению с 2003 г., а в других - поле наоборот увеличилось на 100 – 150 нТл (рис. 5).

Такое несоответствие характера поведения поля (поле то уменьшается, то опять возрастает) на участке, в сравнении с обсерваторскими данными можно объяснить значительным влиянием фильтрационных электромагнитных полей, связанных с холмистым рельефом и изменением течения здесь подземных и грунтовых вод в период мониторинга [2].

Таким образом, при организации ПВХ геомагнитного поля, во-первых, необходимо обязательно проводить площадную съемку некоторого участка, во-вторых, следует выбирать пункты с устоявшимся гидрогеологическим режимом, лучше на плоской горизонтальной поверхности.

Литература

1. *Абельс Р. Г.* Магнитные наблюдения в Западной Сибири в 1914 - 1915 гг. // Записки Российской Академии Наук: Магнитная съемка России, 1917. Вып. 7. Т. XXXV. № 2. 39 с.
2. *Караев А. П.* Основы геоэлектрики. Л.: Недра, 1965. 587 с.

ОСОБЕННОСТИ МЕХАНИЗМА ГЕНЕРАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В МОДЕЛИ СЖИМАЕМОЙ ЖИДКОСТИ

М.Г. Миндубаев -

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В настоящее время для описания динамики главного геомагнитного поля, проявлениями которой являются процессы изменения магнитного момента, вековые вариации, западный дрейф, инверсии и т.д. служит теория гидромагнитного динамо (МГД-динамо). Проблема генерации геомагнитного поля является междисциплинарной, привлекающей интерес многих научных специальностей. Актуальность изучения механизмов генерации магнитного поля Земли связана, как с непосредственным влиянием магнитного поля на процессы жизнедеятельности живых организмов, включая человека, так и решением фундаментальных проблем эволюции Земли. Основными условиями реализации МГД-динамо является наличие определенного вида структуры течений во внешнем ядре Земли и выполнение условий «вмороженности» магнитного поля в поток высоко электропроводящей жидкости. Конвективные течения во внешнем ядре Земли способны поддерживать магнитное поле Земли на больших геологических временах, по крайней мере, порядка 3.5 млрд лет.

Сегодня для описания гидромагнитного динамо стали широко использоваться модели, которые в зарубежной литературе получили наименование «неупругого приближения» (anelastic approximation). В этом приближении, в пренебрежении быстрыми (упругими) процессами, рассматриваются медленные гидродинамические процессы, при этом для закона сохранения масс используется выражение $\text{div}(\rho \mathbf{u}) = 0$. Это приближение значительно отличается от обычно применявшегося ранее в теории гидромагнитного динамо Земли приближения Буссинеска для несжимаемой жидкости $\text{div} \mathbf{u} = 0$.

В данной работе приведены результаты исследования устойчивости горизонтального подогреваемого снизу слоя проводящей жидкости, помещенной в вертикальное однородное магнитное поле. Показано, что учет сжимаемости (при значении параметра сжимаемости, соответствующего ситуации во внешнем ядре) и возмущений гравитационного потенциала повышает порог устойчивости порядка 10 %.

В модели Брагинского почти осесимметричного кинематического динамо в уравнениях генерации, учет сжимаемости приводит к появлению дополнительных слагаемых, нелинейных по азимутальным возмущениям. Оценки показывают, что вклад дополнительных чле-

нов в процесс генерации соизмерим с известными ранее. Для получения самосогласованной модели геодинамо необходимо найти вид азимутальных возмущений, которые в данной модели сводятся к задаче о МАК-волнах.

Устойчивость МАК-волн обеспечивается балансом между *магнитными, архимедовыми и кориолисовыми силами*. Согласно теории, именно с наличием этих волн, которые возникают за счет действия архимедовых сил, связано появление асимметричных скоростей, необходимых для генерации полоидального поля в динамо. Они же создают асимметричную часть поля, которая, проникая из ядра наружу, вызывает вековые вариации магнитного поля планетарного масштаба с периодами порядка тысячи лет.

Теория МАК-волн, разработанная Брагинским, является линейной, поэтому мы можем при заданных средних (азимутальное магнитное поле и поле скоростей), оценить спектральный состав волн, качественный вид распределений возмущений, но не можем определить амплитуды возмущений. Всё это создаёт трудности в построении теории МАК-волн и соответственно в нахождении несимметричных составляющих магнитного поля и скорости. По рассчитанным современным 3-D моделям в условиях внешнего ядра Земли магнитное поле является сильно неоднородным. Поэтому в отличие от работ Брагинского, где рассмотрены модели распространения МАК-волн в однородном магнитном поле, в данной работе исследуется модель с неоднородным магнитным полем.

Показано, что частота неустойчивых МАК-волн в рассмотренной модели преимущественно определяется азимутальной составляющей скорости течения. Неустойчивость преимущественно развивается в областях внешнего ядра с пониженным значением азимутального магнитного поля. Учет сжимаемости вещества внешнего ядра Земли приводит к понижению частот МАК-волн для неустойчивостей, развивающихся около внешней границы. Теоретически полученная кратность частот спектра вековых вариаций геомагнитного поля в рассмотренных моделях удовлетворительно соответствуют экспериментально наблюдаемым.

ТЕХНОЛОГИЯ НАЗЕМНОЙ МАГНИТОМЕТРИИ ПРИ ОБНАРУЖЕНИЯ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

Жоао Тонга Феликс¹, Антонио Перейра¹, Р. Файрузов¹, В.В. Пономарев², Л.А. Муравьев², Теофило Чифунгу¹ -

¹ ГРО «Катока», респ. Ангола

² Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Одним из основных геофизических методов, которые применяются в департаменте геологии ГРО Катока при поисках месторождений алмазов, является магниторазведка. Проведенная в 2004 году детальная аэромагнитная съемка масштаба 1:5000 на территории концессии показала свою высокую эффективность, благодаря которой открыты 13 новых кимберлитовых тел.

Вместе с тем, открытие новой кимберлитовой трубки Чиузо показало, что отдельные кимберлитовые тела не отражаются в магнитном поле, хотя кимберлит и является довольно магнитным по сравнению с вмещающими породами. В данном случае, кимберлитовая трубка перекрыта слоем магнитных пород (латеритов) мощностью до 4 метров, который является мешающим фактором эффективного использования магниторазведки. По данным каротажа магнитная восприимчивость кимберлитов в среднем - $250 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а магнитного слоя перекрывающих пород - до $2000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Кроме того, в числе геологических задач департамента актуальными становятся поиски и разведка аллювиальных месторождений алмазов. Предполагается, что продуктивные ал-

лювиальные отложения, обогащенные магнитными минералами-спутниками алмазов, должны вызвать слабые отражения в магнитном поле.

В рамках опытно-производственных работ было запланировано проведение повысотной (градиентной) магнитометрической съемки магнитометрами POS - 1 [1, 2] для решения следующих задач:

1. Изучение возможности исключения влияния перекрывающего слоя магнитных пород на результаты магнитной съемки при поисках кимберлитовых тел на примере известной трубки Чиузо.

2. Оценка проявления в магнитном поле россыпных месторождений алмазов аллювия речки Мбило, содержащих магнитные минералы-спутники.

Наземная магнитометрическая съемка проводилась без разбивки сети с определением координат точек наблюдения с помощью навигационного приемника GPS, конструктивно соединенного с магнитометром. Магнитное поле измерялось на двух высотах – 0.5 и 3 м. Для осуществления повысотной съемки датчики двух магнитометров были укреплены на одной общей штанге.

На объекте применена следующая методика съемки:

1. Планирование: перед выездом составляется схема точек измерений, как правило, регулярная сеть с шагом 50×50 м.

2. Выполнение синхронизации часов одного из приборов по GPS и передача значений точного времени между приборами при помощи специального кабеля.

3. Установка вариационной станции в начале работ в точке, удаленной от возможных помех и неоднородностей поля. На объекте Чиузо максимальные возмущения создают транспортные средства. Поэтому выбрана точка к западу от инфраструктуры на удалении 200 м. Важно хорошо укрепить датчик на треноге, прочном дереве или подобном этому для исключения колебаний его ветром. Период измерений вариационной станции устанавливался 3 секунды. В этом режиме при свободной памяти накопителя и «свежем» аккумуляторе вариационная станция может непрерывно работать до нескольких суток.

4. Для оценки достоверности результатов измерений и привязки вариации геомагнитного поля производят измерение на контрольной точке.

Измерение на точке (пикете): по команде оператора помощник устанавливает штангу с датчиками вертикально, и ориентирует датчики перпендикулярно магнитному полю Земли. Оператор, находясь примерно в 3 м от помощника, запускает измерение на первом приборе, дожидается появления результата (около 3 сек) и запускает измерение на втором приборе. Данная пауза рекомендована для исключения влияния процесса поляризации на одном датчике на измерение в другом. Оператор сохраняет результат на каждом приборе и переходит к следующей точке измерений и т.д.

Обработка результатов проводилась в камеральных условиях, непосредственно на объекте, и включала в себя сохранение данных на компьютере, учет вариации и построение карты.

Результаты съемки передаются на компьютер при помощи программы DLink, входящей в комплект магнитометра.

Полученные файлы должны пройти обработку, включающую в себя: перевод колонки измерений поля в нанотеслы, учет вариации, пересчет геодезических координат в прямоугольные (метры). Эти действия выполняются с помощью программы Surv [3]. Результат работы программы: текстовый файл с результатами измерений в нанотеслах, исправленными за вариацию и координатами в прямоугольной системе. Этот файл можно использовать для построения карт изолиний и графиков магнитного поля.

Результатом съемки являлись карты магнитного поля на двух высотах. В качестве примера приведем сопоставление карт наземной и аэромагнитной съемки по двум участкам (рис. 1 - 4).

Сравнение результатов наземных и выполненных ранее аэромагнитных съемочных работ позволяет заключить, что наземная магнитная съемка, выполненная в варианте градиентометрии дает дополнительную информацию по сравнению с аэровариантом, позволяет детализировать выявленные аэромагнитометрией аномалии. Сопоставление карт позволяет разделить аэромагнитные аномалии от нескольких объектов на вызывающие их источники. Качественная интерпретация выявленных аномалий возможна с применением геологической информации. Полученные карты магнитного поля вблизи поверхности, а также карты градиента, помогут геологу выделять источники аномального поля и разделять их по глубине. Однако в конкретных условиях участка Чиузо, в связи с наличием сильномагнитного слоя четвертичных отложений, количественная интерпретация осложнена, т.к. этот слой экранирует влияние менее магнитных и более глубо-

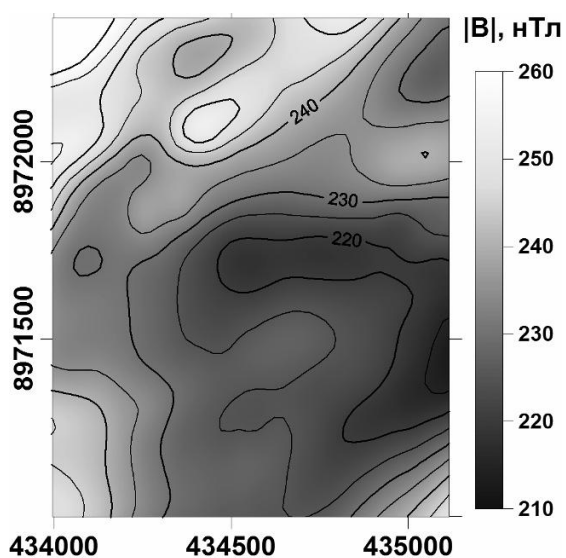


Рис. 1. Карта аэромагнитной съемки участка 414 (высота 70 м)

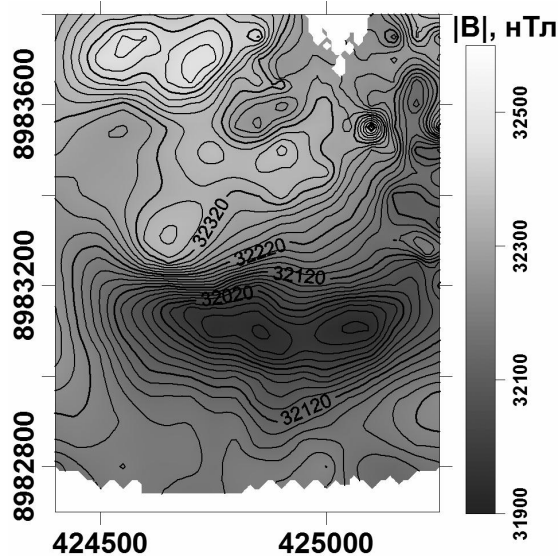


Рис. 2. Наземная магнитная съемка участка 414 (высота 3 м)

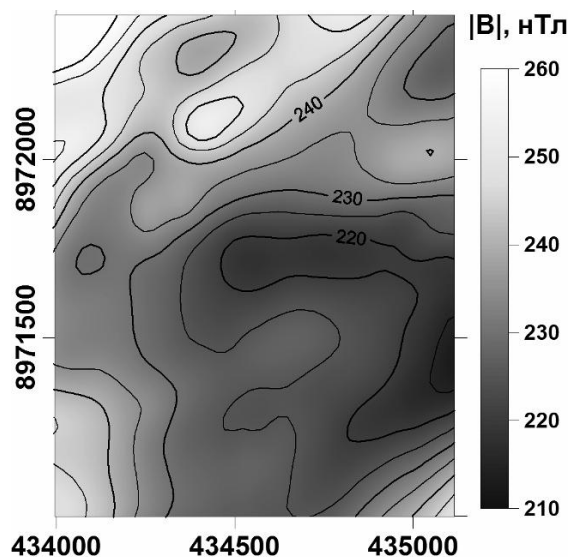


Рис. 3. Карта аэромагнитной съемки участка Мбило (высота 70 м)

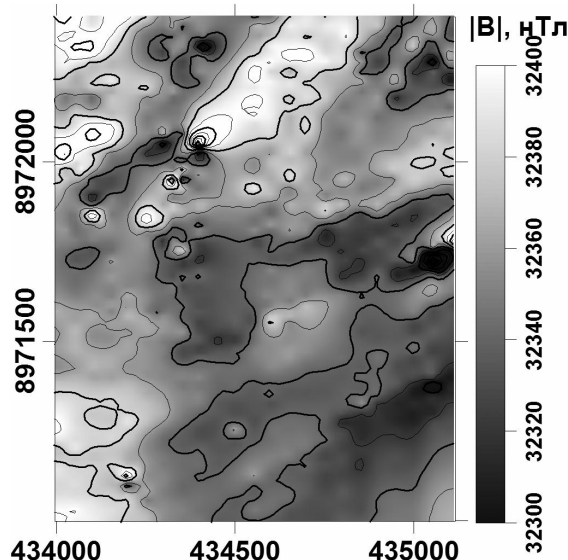


Рис. 4. Наземная магнитная съемка участка Мбило (высота 3 м)

козалегающих источников.

Литература

1. Современные протонные оверхаузеровские магнитометры: возможности и перспективы в

области геологоразведки / В.А. Сапунов, Д.В. Савельев, А.Ю. Денисов и др. // Геологической службе России 300 лет: Межд. геофиз. конф.; тез. докл. СПб., 2000, с. 290 - 292.

2. *Муравьев Л.А.* Возможности высокочувствительных магнитометров POS при проведении геомагнитных съемок // Уральский геофизический вестник, 2007. № 10.

3. *Муравьев Л.А.* Программа обработки данных магнитометрической съемки SURV. Св - во об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2007610859. Роспатент, 2007.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНО - УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ, СРЕДНИЙ УРАЛ

И.А. Свяжина¹, Г.А. Петров², Е.Г. Попова¹ -

¹Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

²ОАО Уральская геологосъемочная экспедиция, Екатеринбург

Отличительной особенностью Восточно-Уральской мегазоны является исключительная пестрота и сложность ее строения. В ее состав входят блоки глубоко-метаморфизованных пород, разделенные сложно построенными коллажами пластин, слагаемых разнообразными палеозойскими вулканогенными, интрузивными и осадочными породами, прорываемыми позднепалеозойскими и раннемезозойскими орогенными гранитными интрузиями. Широко распространены ореолы зонального орогенного метаморфизма.

Объектом изучения был выбран фрагмент наименее метаморфизованных палеозойских комплексов Алапаевско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской структурно-формационной зоны Восточно-Уральской мегазоны. Исследованные комплексы сложены породами девонской палеоостроводужной системы, ее нижнепалеозойского основания и каменноугольными мелководно-морскими осадками и субщелочными вулканитами, формировавшимися в режиме континентальной окраины [1, 2]. Эффузивные и эффузивно-пирокластические породы района подверглись региональному зеленокаменному метаморфизму прениит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций. Палеомагнитное опробование проведено в 11 разрезах, расположенных по р. Реж (Коптелово, Ощепково, Жуково), р. Пышма (Соколиный Камень, Рудянка, Дальний, Глядены) и р. Багаряк (Полднево, Колпаково, Багаряк, Чайкино). Изученные образования имеют возраст от позднего ордовика до среднего карбона. Лабораторные исследования проведены по общепринятой методике, обработка результатов измерений, их интерпретация, в том числе в графической форме, выполнены по компьютерным программам Р. Энкина [3, 4].

Ордовик изучен в разрезе Соколиный Камень, сложенном комплексом параллельных даек долеритов, габбродолеритов и порфировилльных диоритов. Породы предположительно относятся к белоярской толще верхнего ордовика - нижнего силура (лландовери). Породы обладают естественной остаточной намагниченностью J_n интенсивностью от 0,35 до 2,2 мА/м и магнитной восприимчивостью k от 32 до $48 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. J_n вулканитов является суммой трех разновозрастных намагниченностей. Первая имеет направление современного геомагнитного поля, другая - позднепалеозойского времени главной уральской коллизии, её вектор направлен на юго-запад, вверх. Для палеомагнитных реконструкций наибольший интерес представляет третья, направление которой на юго-восток и вниз отличается от приведенных выше. Палеомагнитные тесты указывают на доскладчатую природу последней, что подтверждается минералогическими исследованиями: носителем намагниченности является пирротин ранней генерации. Вычисленный палеомагнитный полюс располагается в области уральских полюсов ордовика [5]. Позднепалеозойская компонента во всех разрезах имеет послескладчатое происхождение.

Силур. Палеомагнитные исследования раннего силура проведены по двум разрезам межев-

ской толщи – Полднево и Колпаково, расположенных на разных крыльях Колпаковской синклинали. Возраст толщи поздний лландовери - ранний венлок. Магнитные свойства вулканогенных пород варьируют в широких пределах: J_n - от 1,1 до 614 мА/м, k - от 6,6 до $2660 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Компонентный состав J_n также непостоянен. В Полднево J_n содержит современную и позднепалеозойскую компоненты и третью с направлением на северо-запад и вверх. В Колпаково породы не подмагничены полем конца палеозоя, их J_n включает современную намагниченность и компоненту, вектор которой направлен на юго-восток, т.е. противоположно описанному выше. Это свидетельствует о том, что выделенная компонента двухполярная и, вероятнее всего, имеет доскладчатое происхождение.

Девон. Палеомагнетизм пород нижнего и среднего девона был изучен в разрезах Ощепково и Коптелово, Рудянка и Дальний, из которых в двух первых обнажаются породы, так называемой, терригенно-вулканогенной толщи, в двух последних – рудянской толщи [6]. Терригенно-вулканогенная толща сложена базальтами, андезибазальтами, их туфами, вулканогенно-осадочными образованиями, сланцами ранне- и среднедевонского возраста. Вулканогенные породы характеризуются сильными магнитными свойствами, осадочные - слабыми, а в целом интенсивность J_n изменяется от 0,11 до 696 мА/м, k - от 1,1 до $3850 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Породы содержат современную, позднепалеозойскую компоненты и третью с направлением на северо-восток, вниз в Ощепково и на юго-восток в Коптелово. Последняя имеет доскладчатую природу, о чем свидетельствуют палеомагнитные тесты, и характеризуется в Ощепково прямой полярностью, в Коптелово - прямой и обратной.

Рудянская толща имеет среднедевонский возраст (эйфель) и сложена лавами и пирокластитам андезитов и базальтов, их туфами, прорванными дайками габбродолеритов, и субвулканическими интрузиями риолитов, риодацитов, андезидацитов. Базальты и туфопесчаники разреза Дальний отличаются большим разнообразием магнитных свойств: J_n варьирует от 1 до 4300 мА/м, k - от 41 до $2500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Риолиты, риодациты и габбродолериты разреза Рудянка менее магнитны, их J_n имеет пределы от 0,93 до 500 мА/м, k – до $1000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Все породы толщи в разной степени перемагничены современным геомагнитным полем, из них риолиты практически полностью. В остальных образованиях присутствует компонента, разрушающаяся при 450 или 600 °С. Первая - связана с титаномагнетитом, который был перемагничен полем конца палеозоя, и присутствует в базальтах западного контакта палеовулкана Дальни. Вторая, носителем которой является магнетизированный магнетит двух генераций, имеет направление, соответствующее векторной сумме изначальной намагниченности и наложенной позднепалеозойской. В риодацитах и габбродолеритах разреза Рудянка это направление, как следует из палеомагнитного теста, приближается к первичному. В случае с базальтами восточного края Дальнего, где вектор направлен на восток и вниз, получен неопределенный ответ, который далее не учитывается.

Карбон. Отложения карбона были изучены в разрезах, вскрывающих вулканогенно-осадочную толщу турнейско-визейского яруса (разрез Багаряк), бекленищевскую свиту верхнего визе (разрезы Глядены, Жуково) нижнего карбона и усмановскую свиту среднего карбона (разрез Чайкино). Результаты исследований приведены в тезисах И.А. Свяжиной, Е.Г. Поповой «Новые данные о палеомагнетизме карбона Восточного Урала» настоящего сборника. Здесь лишь отметим, что доскладчатый возраст намагниченности во всех разрезах доказан как палеомагнитными тестами, так и геологическими данными.

Выводы. В результате исследований установлено, что в отложениях 10 из 11 разрезов сохранилась доскладчатая компонента J_n , в 7 – послескладчатая. Анализ палеомагнитных направлений и широт, вычисленных по ним, показывает динамику Восточно-Уральской мезозоны на Среднем Урале в течение палеозоя и свидетельствует в пользу представлений о её сложном строении. Главное движение мезозоны, как и остальных структур восточного Урала - смещение из южной приэкваториальной области на север примерно на 3000 км. В интервале ранний силур - ранний карбон, судя по большому разбросу палеосклонений – от

130 до 210°, в регионе происходили значительные, разной ориентировки и амплитуды тектонические перемещения пластин. Начиная со среднего карбона и до конца палеозоя, склонения варьировали значительно меньше - от 205 до 238°, что, с учетом погрешности определения, позволяет сделать вывод о завершении основных вращений, ответственных за строение мегазоны.

Литература

1. *Жданов А.В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 / Под ред. М.А. Шишкина. СПб: ВСЕГЕИ, 2005.
2. *Коровко А.В.* История геологического развития среднеуральской части Восточно-Уральской мегазоны. Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые: Мат-лы науч. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 2003, с. 26 - 29.
3. Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова и др.; Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
4. *Enkin R.I.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.
5. *Свяжина И.А., Иванов К.С., Пучков В.Н., Петров Г.А.* Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 136 с.
6. *Петров Г.А., Свяжина И.А.* Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера, 2006, № 4. с. 34-51.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОМАГНЕТИЗМЕ КАРБОНА ВОСТОЧНОГО УРАЛА

И.А. Свяжина, Е.Г. Попова - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Изучен палеомагнетизм отложений карбона Восточно-Уральской мегазоны и Зауральского поднятия, где опробованы породы раннего карбона (разрезы Багаряк, Глядены, Жуково, Кулевчи), среднего (разрез Чайкино) и среднего-верхнего в разрезе Маслоковцы. Отбор образцов и лабораторные исследования проведены по общепринятой методике, обработка результатов измерений выполнена по компьютерным программам Р. Энкина. Средние палеомагнитные направления по возможности вычислялись трижды: по образцам, пересечениям больших кругов размагничивания и совокупности тех и других. Для определения времени образования выделенных при термомагнитных исследованиях компонент естественной остаточной намагниченности, до- или после складкообразования, были использованы палеомагнитные тесты. Тест по МакЭлхинни – отношению кучностей векторов остаточной намагниченности в стратиграфической (k_s) и географической (k_r) системах координат, F-тест складки и диаграммы синскладчатости по Ватсону и Энкину [1, 2]. Достоверность выводов повышалась, если в разрезе изучались породы разного генезиса, и время уточнялось, если наблюдались четкие границы между слоями пород разного цвета.

Ранний карбон. Разрез Багаряк (р. Багаряк) относится к вулканогенно-осадочной толще турнейско-визейского ярусов, сложенной базальтами, андезитами, их туфами, выше – алевролитами, песчаниками, сланцами, конгломератами, мергелистыми известняками [3]. Для палеомагнитных исследований были отобраны образцы из переслаивающихся красноцветных и зеленых песчаников. Породы обладают естественной остаточной намагниченностью J_n интенсивностью от 0.3 до 29.2 мА/м и магнитной восприимчивостью k - от 15 до $70 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Термомагнитные исследования показали, что J_n зеленых песчаников нестабильна и далее не рассматривается. J_n красноцветных образований одно-

компонентная, очень стабильная и имеет южное горизонтальное направление. Магнетизм красноцветных пород связан с изначальным гематитом, что подтверждается палеомагнитными тестами.

В разрезах Глядены (р. Пышма) и Жуково (р. Реж) обнажаются породы бекленищевской свиты верхнего визе, представленные лавами и пирокластитами кислого и среднего состава, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями.

В разрезе Глядены изучен палеомагнетизм углистых сланцев, базальтов, порфиритов и их туфов. Сланцы обладают J_n интенсивностью от 0.5 до 1.12 мА/м, κ - от 15 до $70 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, вулканиты, соответственно, 7 - 2430 мА/м и 39 - $2190 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. J_n вулканогенных и терригенных пород состоит из трех разновозрастных намагниченностей: первая имеет направление современного геомагнитного поля, вторая – позднепалеозойского, то есть времени последнего метаморфизма. Вектор её направлен на юго-запад и вверх. Направление третьей отличается от остальных – на юго-восток и вверх и характеризует поле времени формирования свиты, то есть визейского века. Этот вывод основан на результатах петрографических и минералогических исследований, показавших, что магнетизм черных сланцев связан с пирротинном ранней генерации. В вулканогенных породах присутствуют два носителя намагниченности – магнетит и маггемит, образовавшийся позднее магнетита. Тем не менее, суммарная намагниченность их имеет направление, близкое к полученному по углистым сланцам, и палеомагнитный тест показывает на преобладание в ней доскладчатой составляющей.

В разрезе Жуково опробованы вулканогенные образования и кремни, J_n которых изменяется от 2.37 до 266 мА/м, κ - от 12.9 до $2710 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. В Жуково в отличие от Гляден J_n состоит из двух компонент, т.к. образцы не подмагничены полем позднего палеозоя. В них присутствует современная компонента и, согласно палеомагнитным тестам, поздневизейского времени, направление которой в точности совпадает с полученным в Гляденах.

Разрез Кулевчи (р. Караталы - Аят) сложен бурыми песчаниками и темно-серыми известняками, характеризующимися слабыми магнитными свойствами: J_n от 0.32 до 5.03 мА/м, κ - от 5.3 до $28.1 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Образцы перемагничены современным и позднепалеозойским геомагнитным полем и не сохранили изначальную намагниченность. Изученные Н. Лубниной серые песчаники из обнажений западнее Кулевчи содержат те же компоненты намагниченности [4].

Средний карбон. Разрез Чайкино (р. Багаряк) представлен отложениями усмановской свиты московского яруса, в состав которой входят терригенно-осадочные отложения, доломиты, известняки. Для палеомагнитных исследований были опробованы красноцветные алевролиты, имеющие J_n от 4.22 до 44.9 мА/м, κ - от 22 до $166 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. J_n алевролитов двухкомпонентная: образцы в малой степени подмагничены современным полем, а основная составляющая отличается высокой стабильностью, что типично для гематита, с которым она связана. Характер взаимоотношения окраски и слоистости - наличие в разрезе четких границ между красноцветными и серыми породами, свидетельствует о первичном происхождении гематита. Геологическим наблюдениям соответствуют палеомагнитные тесты, которые также указывают на доскладчатую природу намагниченности.

Средний - поздний карбон. Палеомагнетизм отложений этой эпохи изучен в разрезе Маслоковцы (р. Арчаглы - Аят). Разрез сложен красноцветными и серыми песчаниками, которые имеют J_n , соответственно, 8.5 - 59.2 и 0.16 - 17.3 мА/м и одинаковую κ - от 15.3 до $24.5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. J_n красных песчаников однокомпонентная и очень стабильная, носителем её является гематит. J_n серых песчаников двухкомпонентная и состоит наполовину из современной и той же компоненты, что выявлена в красноцветных отложениях с направлением на юго-запад и вверх. Магнетизм серых обусловлен реликтовым магнетитом и гематитом, имеющими общее направление намагниченности, что позволяет сделать вывод об их одновременном образовании.

Независимые палеомагнитные данные по разрезу Маслоковцы были получены В. Бахтадзе и Н. Лубниной [4, 5]. Результаты их исследований полностью соответствуют описанным выше.

Выводы. Палеомагнитные данные показали, что палеонаклонения, полученные по изученным разрезам раннего и среднего карбона восточного склона Урала, отличаются незначительно. Действительно, для раннего карбона углы изменяются от 0.8 до -7.8°, среднего – от -0.7 до -13.5°. Им соответствуют палеошироты: для первого - от $0.4 \pm 4.6^\circ$ с.ш. до $3.9 \pm 6.2^\circ$ с.ш. и второго - от $0.4 \pm 1.4^\circ$ с.ш. до $6.8 \pm 2.8^\circ$ с.ш. – разрезы в течение этого времени находились в приэкваториальной области северного полушария. По-видимому, в эту эпоху происходило смещение района на север, но на расстояние в пределах погрешности определения широт. Новые данные позволили откорректировать прежнюю палеогеографическую схему и палеогеодинамическую реконструкцию для раннего карбона Урала, а также предложить их варианты для среднего карбона [6].

Литература

1. McElchinnny M.W. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1964. V. 8. P. 338 - 340.
2. Watson G. S., Enkin R. J. The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // Geophys. Res. Let. 1993. V. 20, № 19 P. 2135 - 2137.
3. Жданов А.В. Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 / Под ред. М.А. Шишкина. СПб: ВСЕГЕИ, 2005.
4. Лубнина Н.В., Шипунов С.В. Палеомагнитные исследования средне-позднепалеозойских комплексов Зауралья // Материалы Международного научного семинара «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород». Казань, 2004, с. 149 - 152.
5. Paleomagnetism and plate kinematics of the Southern Urals. Bachtadse V., Soffel H, Svyazhina I. et al. // Europrobe workshop on Uralides Programm & Abstracts. M., 1998. P. 23.
6. Связина И.А., Пучков В.Н. Палеомагнитная модель дрейфа литосферных блоков Урала и Северного Казахстана в палеозое-раннем мезозое // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы Международного семинара. Казань: Казанский университет, 2004, с. 61 - 64.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.В. Чурсин¹, А.М. Прутьян¹, Н.В. Федорова² -

¹ФГУП «Уральская геофизическая экспедиция», Екатеринбург

²Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

На современном этапе развития геофизики выполняется большой объем работ по созданию цифровых моделей физических полей планеты. Уральская геофизическая экспедиция в рамках федеральной программы «Создание прогнозно-геофизических карт для основных минерагенических зон России» проводит работы по созданию сводной цифровой карты аномального магнитного поля (АМП) масштаба 1:1000000 Уральского региона в пределах трапеции 54 - 66 в. д. и 52 - 64 с. ш.

Исходным материалом при создании цифровых карт послужили данные магнитометрических съемок, выполненных в период с 1957 по 2004 годы. Естественно, что съемки, проведенные в течение столь длительного периода, требуют приведения данных этих съемок к единому уровню.

При составлении карты аномального магнитного поля СССР в качестве поля относимо-

сти использовалась модель ИЗМИРАН 1965 года. Дальнейшие исследования показали, что на существующих картах значительно искажена региональная составляющая аномального магнитного поля. При сопоставлении графиков ΔT_a , снятых с карт и данных специальной аэромагнитной съемки по региональным пересечениям Урала, выявлены скачки в уровнях достигающие 200 нТл.

Для увязки результатов магниторазведочных работ, проведенных в предыдущее время, были использованы данные аэромагнитной съемки, выполненной в 2004 году по увязочным маршрутам на территории республик Коми и Башкортостана, Пермской, Свердловской, Тюменской, Курганской и Челябинской областей, а также результаты аэромагнитной съемки, проведенной по региональным профилям в 1970 - 1995 годах. На основе этих абсолютных измерений модуля вектора магнитной индукции T была создана сеть опорных региональных аэромагнитных профилей на территорию Южного, Среднего и Северного Урала (листы Р - 40, 41; О - 40, 41; N - 40, 41).

Проведены исследования вековой вариации геомагнитного поля. Анализ карт нормального магнитного поля, составленных ИЗМИРАН (г. Санкт-Петербург) для эпох 1965, 1990 и 2000 годов показал, что изменения модуля индукции T за 35 лет с 1965 по 2000 гг. для рассматриваемой территории составляли от 200 нТл на юго-востоке до 600 нТл на северо-западе. Расхождения значений T этих моделей с данными измерений в магнитной обсерватории Арти (Свердловская область) значительные и достигают 96 нТл. Модели IGRF лучше соответствуют данным измерений в обсерватории, различия векового хода редко превышают 20 нТл. По данным обсерватории Арти рост магнитного поля T с 1965 по 2004 годы составляет 691 нТл, а по данным моделей IGRF - 680 нТл. Поэтому для введения поправок за вековую вариацию лучше использовать модели IGRF.

Геофизическая секция Научно-редакционного Совета Роснедра рекомендовала при создании сводной карты аномального магнитного поля в качестве поля относимости использовать модель ИЗМИРАН 1965 года. В данные съемок по сети опорных профилей поправки за вековую вариацию магнитного поля за период с 1965 по 2004 год определялись по разностям для моделей IGRF 2004 и 1965 годов.

Сводные цифровые карты аномального магнитного поля масштаба 1:1000000 составлялись в два этапа. Вначале создавались цифровые карты по листам масштаба 1:200000. Для составления цифровых карт масштаба 1:200000 были использованы авторские карты, составленные по данным воздушных и наземных магнитных съемок, преимущественно масштабов 1:50000 и 1:25000, реже - крупнее. Составление цифровых карт АМП выполнялось в соответствии с требованиями и методическими рекомендациями, разработанными в ВИРГ Рудгеофизика. Данные аэромагнитных съемок использовались как в цифровой, так и в аналоговой форме. Для наземных магнитных съемок данные, в основном, имелись в аналоговой форме.

Для переноса карт в аналоговой форме в цифровой формат по каждому листу произведено сканирование на широкоформатном сканере. По скан-образу выполнена векторизация изолиний с указанием значений АМП и их привязка к географическим координатам в программе MapEdit. Цифровые данные вводились в виде матриц (при наличии таковых), либо с электронных карт. Векторизованная карта и цифровые данные по каждому листу масштаба 1:200000 экспортированы в программу ArcView и далее - в программу БанкГеоИнф.

При составлении сводных цифровых карт АМП использованы, в основном, данные аэромагнитных съемок. На участках, где отсутствовали аэромагнитные съемки (центральная часть Среднего Урала), были использованы данные наземных съемок. Отличительной особенностью наземных съемок является то, что они выполнены с аппаратурой разного типа, при этом были проведены измерения различных составляющих магнитного поля: измерения вертикальной составляющей Z_a аномального магнитного поля (магнитометры М-2, М-23, М-27), модуля полного вектора T магнитной индукции (ММП - 203 и его аналоги). По ре-

зультатам контрольных измерений на поверхности земли различия значений ΔT_a и Z_a в одних и те же точках составили ± 30 нТл, при этом наблюдается почти полная повторяемость графиков ΔT_a и Z_a даже в высокоградиентных зонах.

Для обоснования возможности применения карт изодинам Z_a при составлении сводных карт ΔT_a , были проведены опытные работы. По профилю Кедрово - Космаково (Средний Урал, листы О - 41-XXV, XXXI) выполнена аэромагнитная съемка со спутниковой навигацией. Полученные при аэромагнитной съемке значения ΔT_a были сопоставлены со значениями Z_a , снятыми с карт. В спокойных полях среднеквадратическая ошибка составила ± 5 нТл. Одновременно было установлено, что разница в уровнях магнитного поля, измеренного и снятого с карт, колеблется в пределах $10 \div 50$ нТл, в среднем составляет ± 31 нТл. В аномальных зонах наблюдаются несколько большие расхождения, что вызвано, главным образом, различиями в высотах съемок. Так высота при аэросъемке составляет 50 - 100 м, а при наземной съемке - 1 м. Подобные значения погрешностей получены при сопоставлении материалов съемок T и Z по другим участкам. В результате уравнивания по площади расхождения в аномальных магнитных полях по границам наземной и аэромагнитной съемок становились существенно меньше $5 \div 10$ нТл. Проведенные работы позволили ликвидировались «белые пятна» на сводных картах.

Создание цифровой модели аномального магнитного поля масштаба 1:1000000 на основе модели нормального поля ИЗМИРАН 1965 года осуществлялось по следующему алгоритму:

1. По данным сети опорных региональных аэромагнитных профилей, приведенных к нормальному полю эпохи 1965 г., была построена матрица по сети 25×25 км (матрица 1).

2. По цифровым моделям карт масштаба 1:200000, созданным на всю территорию (204 листа), была построена матрица по вышеуказанной методике по сети 25×25 км (матрица 2). Также построена матрица по сетке 250×250 м (матрица 4).

3. Получена разностная матрица путем вычитания из матрицы 1 матрицы 2. Методом сплайн - интерполяции результаты преобразованы в матрицу с шагом 250×250 м (матрица 3). Данная матрица представляет собой основу для введения поправок по всем шести листам карты масштаба 1:1000000.

4. Получена окончательная матрица в результате сложения матрицы 4 с матрицей 3 (матрица 5). Таким образом, построена цифровая модель аномального магнитного поля относительно нормального поля ИЗМИРАН 1965 года для сети 250×250 м. По этим данным составлены карты на листы Р - 40,41; О - 40,41; N - 40,41 масштаба 1:1000000. Дополнительно на эти листы составлены матрицы с шагом 1×1 км (генерализованные матрицы).

В итоге проведенной работы составлена цифровая модель карты аномального магнитного поля Уральского региона, в которой исправлены обнаруженные ранее перекосы нормального уровня.