

УДК 550.837

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕНЕЗИСА И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ ПО ИХ МАГНЕТИЗМУ

Л.Я. Ерофеев, А.Н. Орехов

Томский политехнический университет
E-mail: erofeev_leonid@tpu.ru; orekhovan@mail.tomsknet.ru

Определены возможности использования магнитометрии для изучения генезиса интрузивных тел и их тектоники; описана реализация этих возможностей, приведены практические примеры.

Ключевые слова:

Магниторазведка, анизотропия магнитного поля, интрузивные тела.

Key words:

Magnetic survey, magnetic field anisotropy, intrusive bodies.

Сведения о генезисе интрузивных образований, а также структурных элементах различного порядка, развитых в их пределах, всегда были и остаются предметом пристального внимания геологов, так как знание этих элементов позволяет выявить основные черты геологического строения обследуемых площадей и определить взаимоотношения различных комплексов пород в ходе формирования земной коры.

Вопросы генезиса, тектонического строения интрузивных комплексов и технологий практического использования результатов работ такого направления решаются, как правило, путём использования геохимических данных и результатов детального геологического картирования.

Нами рассматриваются возможности использования для этих целей параметров магнетизма интрузивных образований. В качестве примера выбраны два достаточно подробно изученных, разновозрастных, существенно различных по многим элементам геологического строения и находящихся в различных регионах гранитоидных массива, вмещающих во многом схожие кварцево-жильные месторождения золота.

Центральнинский гранодиоритовый массив Мартайгинского интрузивного комплекса расположен в Кузнецком Алатау. Он принадлежит к формации гранитоидных батолитов и располагается преимущественно среди кембрийских вулканоген-

ных пород основного и среднего составов. Массив сформирован в ходе процесса полигенного гранитообразования, о чём свидетельствует развитие в его приконтактной зоне ороговикованных и диоритовых пород, которые, перемежаясь, переходят к центральной части массива в «пёстрые» образования, включающие все разновидности пород от габбро до лейкократовых гранитов. Возраст батолита считается донижнедевонским [1, 2].

Теленгуйский гранодиоритовый плутон золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья сформирован позднее — в Киммерийском цикле тектоногенеза. Этот массив, на современном уровне эрозионного среза, представляется типичным внедрившимся телом, прорывающим метаморфические (сланцы, гнейсы, мраморизованные известняки) образования протерозойского возраста. При этом не отмечается заметных признаков ассимиляции или плавления вмещающих пород на достаточно чётко проявленном контакте последних с плутоном.

Различия в генезисе вышеописанных интрузивных массивов находят заметное отражение и в параметрах их магнетизма.

Во-первых, по характеру изменения магнитной восприимчивости в приконтактной зоне массивов с вмещающими породами, что отчётливо проявляется в структуре наблюдаемой картины распределения магнитного поля в зоне контакта.

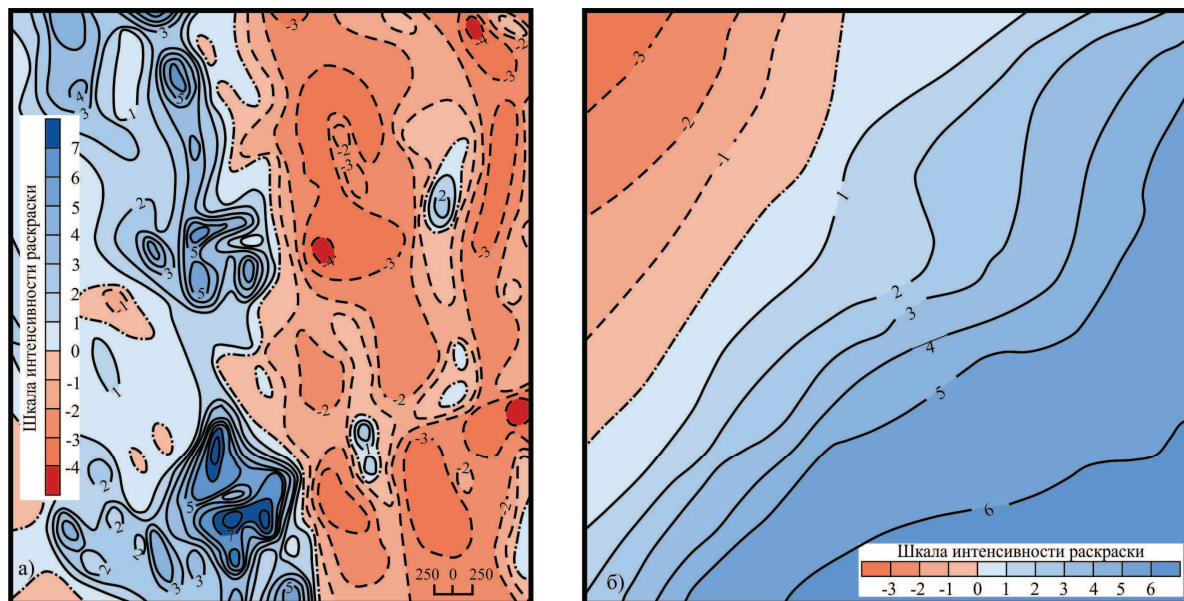


Рис. 1. Магнитное поле над Центральнинским батолитом (а) и Теленгуйским плутоном (б), изолинии в сотнях нТл

У Центральнинского массива контакт трассируется полосой в целом повышенных (как по отношению к самому массиву, так и по отношению к вмещающим его породам «рамы») значений приращений индукции магнитного поля. Эта полоса представляет собой цепь дипольных аномалий с размахом до 1000–1200 нТл, что отчётливо видно на рис. 1, а. Изучение образцов пород из этой аномальной зоны показало, что их магнитная восприимчивость существенно повышена за счёт привноса оснований и частичного выноса калиевых элементов на этапе диоритизации основных вулканогенных пород в ходе неравномерно развивающихся начальных этапов гранитизации [1, 3].

Контакт Теленгуйского массива в магнитном поле (рис. 1, б) фиксируется классической простой аномалией типа «ступень» с повышением приращений индукции от вмещающих пород к массиву.

Во-вторых, эти массивы существенно отличаются по величине магнитной восприимчивости слагающих их пород (рис. 2), что свидетельствует о различном составе «первичной субстанции», которая подвергалась преобразованиям в процессе гранитизации. В отличие от Центральнинского массива, у Теленгуйского она более основная.

В-третьих, как видно на рис. 1, магнитная восприимчивость Центральнинского батолита в среднем меньше, чем у вмещающих пород, а у Теленгуй-

ского плутона — наоборот. Это, несомненно, отражает степень участия вмещающих пород в процессе формирования вещественного состава интрузии на рассматриваемом уровне эрозионного среза.

И, наконец, в-четвёртых, у пород Теленгуйского плутона обнаруживается устойчивая, достаточно тесная, прямая корреляционная связь между их магнитной восприимчивостью и остаточным намагничиванием. В то же время у пород Центральнинского батолита эта связь слабая (рис. 3). Объяснение этого факта, на наш взгляд, следует искать в более длительном периоде формирования Центральнинского батолита.

Отмеченные вариации магнитной восприимчивости гранитоидов, несущие информацию о генезисе массивов, отчасти обусловлены спецификой этапов и условий формирования собственно интрузивных тел при высоких (выше точки Кюри) температурах, что определило особенности распределения в интрузиях основных окисных ферромагнетиков — доминирующих источников магнетизма в остывших твёрдых телах. Впоследствии эти интрузивы претерпевали комплексные физико-химические воздействия, обусловленные особенностями их геологической истории, которые привели к изменению исходной магнитной восприимчивости массивов и формированию картины её распределения, фиксируемой сегодня.

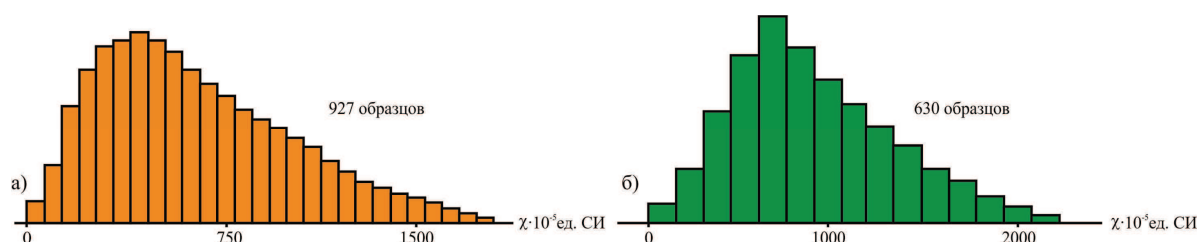


Рис. 2. Полигоны распределения магнитной восприимчивости (?): а) Центральнинского батолита; б) Теленгуйского плутона

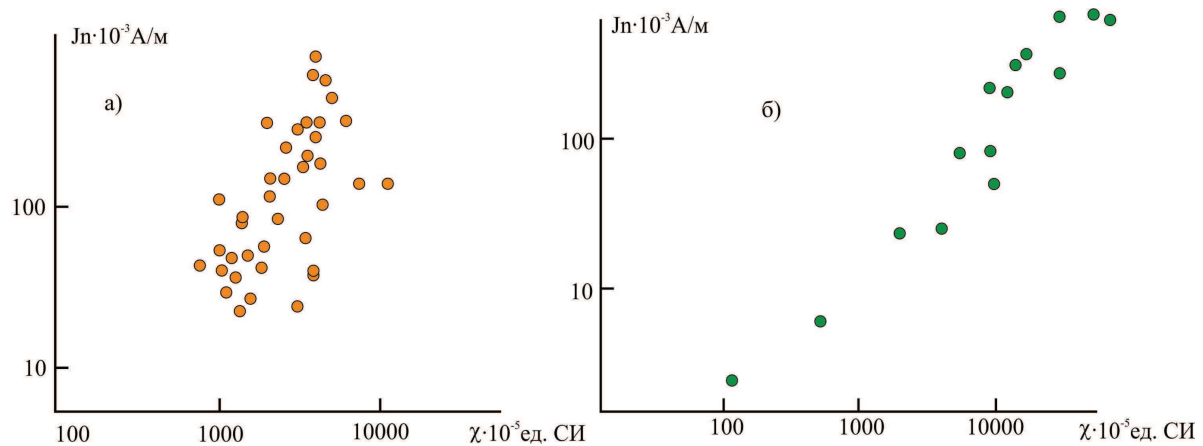


Рис. 3. Зависимости между магнитной восприимчивостью (χ) и остаточным намагничиванием (J_n) пород Центрального ба-толита (а) и Теленгуйского плутона (б)

Значимые изменения магнитной восприимчивости пород массивов происходят при образовании в них трещиноватости. Её появление, как правило, вызывается двумя процессами: с одной стороны, в остывающем массиве возникают первичные трещи-

ны или, иначе говоря, трещины отдельности (трещины остывания — элементы прототектоники), а с другой стороны, на массивы, в ходе геологической истории, действуют механические силы, вызванные тектоническими движениями в земной коре.

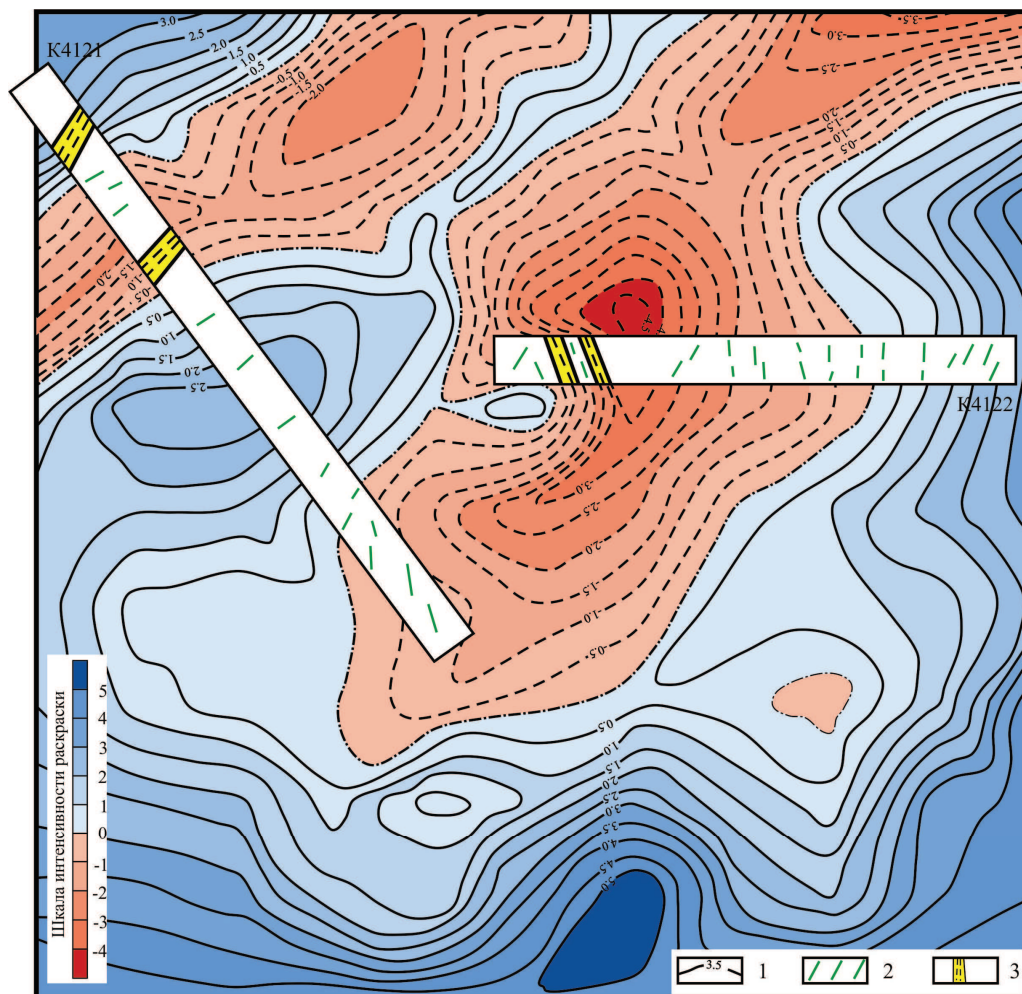


Рис. 4. Отражение в микромагнитном поле трещиноватости в гранитоидах на пл. 25 Центрального массива: 1) изолинии приращения вертикальной составляющей амплитуды индукции (в десятках нТл); 2) трещины, закартированные по плотности канав; 3) зоны трещиноватости с глиной трения

В хаотичном распределении трещин в массивах по направлению, падению, интенсивности и площади развития имеется определённая упорядоченность, проявляющаяся, прежде всего, в направлении простирания и падения трещин. Благодаря этому в интрузивах выделяются разнонаправленные системы трещиноватости, приводящие к появлению анизотропии физических свойств пород, в том числе и их магнитной восприимчивости [4, 5].

Естественно, что магнитная анизотропия пород находит заметное отражение в магнитном поле, наблюдаемом с соответствующей степенью детальности (микромагнитная съёмка). При этом уверенно фиксируются направления систем трещиноватости и относительная интенсивность их развития. На рис. 4 приведён план изолиний приращений амплитуды индукции «микромагнитного» поля одной из площадок, на которой канавами были вскрыты коренные породы и закартированы в них видимые трещины.

Характер развития трещиноватости пород на значительных площадях можно оценить путём выборочного наблюдения «микромагнитного» поля по представительной серии площадок. Для того чтобы оценить возможности магнитометрии в этом направлении, на площади 12 км² Центральнинского массива были проведены измерения амплитуды

индукции магнитного поля на 117 площадках размером 20×20 м. Измерения проводились по сети 2×2 м. Точность составила 1 нТл. Площадки были расположены на расстоянии 50...100 м друг от друга. На каждой из них были определены розы-диаграммы направленности изолиний (сечение 5 нТл), а по ним составлена сводная диаграмма, приведённая на рис. 5.

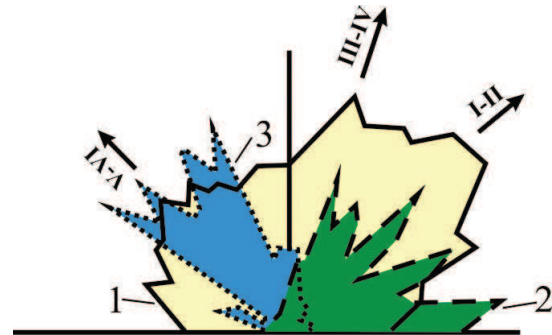


Рис. 5. Диаграммы направленности изолиний индукции магнитного поля (1), рудных жил (2) и даек (3) на Центральном месторождении. Римские цифры – системы трещиноватости

Направления, обозначенные на диаграмме римскими цифрами, соответствуют простиранию доминирующих систем трещиноватости, которые

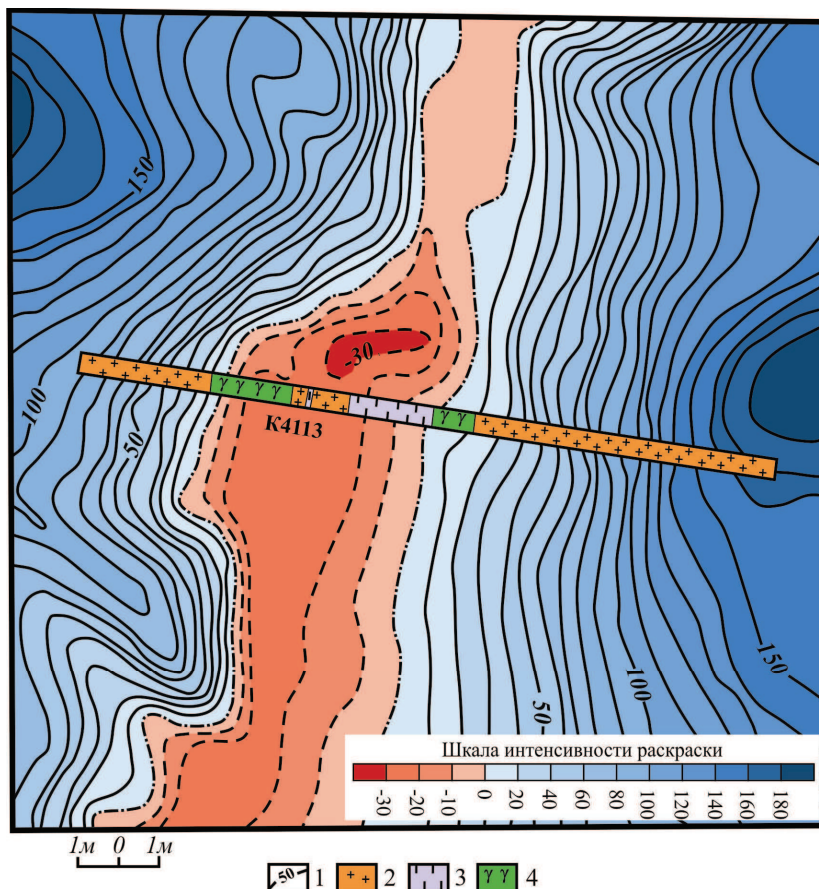


Рис. 6. Магнитное поле над дайками спессартита (площадка 52, Центральнинский батолит): 1) положительные изодинамы ΔZ , нТл; 2) гранодиорит; 3) дроблённый, каолинизированный гранодиорит; 4) дайки спессартита

были установлены в ходе геологических работ [6, 7] (непосредственное картирование трещин в тяжёлых горных выработках).

Более крупные линеаменты, образовавшиеся главным образом в результате механического воздействия на интрузивные тела, обычно бывают залеченными дайковыми породами. На участках интенсивной трещиноватости формируются зоны пиритизации, окварцевания, рудные жилы и т. п. В других случаях полости нарушений заполнены дроблёной, перетёртой, дезинтегрированной породой интрузии.

Все эти образования, расположенные внутри массивов, отличаются по своей магнитной восприимчивости от вмещающих пород, причём чаще всего она меняется в сторону понижения [8]. Эти структуры имеют линейно-вытянутую форму с определёнными преобладающими направлениями простирания и находят заметное отражение в магнитном поле (рис. 6). Их присутствие обуславливает появление анизотропии поля, проявленной главным образом в его низкочастотной части. Эти изменения могут быть закартированы по особенностям структуры магнитного поля, снятого в масштабе 1:2000–1:50000, и выделены в «чистом» виде для доминирующих структур различного уровня [9].

Выводы

Таким образом, анализ особенностей магнетизма интрузивных образований позволяет дать оценку:

- относительному уровню эрозионного среза интрузии, который определяется по характеру изменения намагниченности пород в приконтактной части; интенсивные изменения магнитной восприимчивости при сложной морфологии магнитного поля в значительной, по ширине, зоне контакта свидетельствуют о глубоком современном уровне эрозионного среза интрузии, при котором вскрываются глубинные высокотемпературные зоны, в которых кроме ступления глубинного вещества происходили плавления и ассимиляция вмещающих пород; «спокойное» проявление зоны контакта в магнитном поле наблюдается у периферийных частей массивов, где формируется относительно небольшая по толщине зона закалки, не искажающая существенно магнитную восприимчивость пород контакта;
- времени формирования интрузии по тесноте корреляционной связи остаточного намагниченности пород с их магнитной восприимчивостью — с увеличением возраста интрузии и времени её формирования эта связь ослабевает;
- основности ранней субстанции расплава — у более магнитных, по сравнению с породами «рамы», интрузивных тел она выше;
- направлениям и относительной интенсивности развития разноранговых тектонических структур по результатам анализа анизотропии изменений приращения индукции магнитного поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабин Л.В. Центральнинский массив Мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау) // Магматические формации Сибири и Дальнего Востока / под ред. Ю.А. Кузнецова. — М.: Наука, 1971. — С. 169–213.
2. Дистанова А.Н. Мартайгинский гранитоидный комплекс // Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау / под ред. Ю.А. Кузнецова. — М.: Наука, 1971. — С. 162–243.
3. Ерофеев Л.Я. О характере и природе изменчивости магнитной восприимчивости гранитоидов // Геофизика. — 2003. — № 5. — С. 63–66.
4. Ерофеева Г.В., Ерофеев Л.Я. К методике оценки и геологической интерпретации анизотропии физических полей // Известия Томского политехнического университета. — 2012. — Т. 320. — № 1. — С. 87–91.
5. Петрова Г.Н., Юхновец Н.И. Изменение магнитных свойств горных пород в зоне разлома // Изв. АН СССР. Сер. геоф. — 1953. — Т. 2. — С. 115–123.
6. Баженов В.И. Зоны повышенной трещиноватости и их роль в локализации золотого оруденения Мариинской тайги // Геология и геофизика. — 1967. — № 2. — С. 57–65.
7. Резанова Н.А. Структурные условия локализации золотого оруденения на Центральном месторождении (Кузнецкий Алатау) // Геология рудных месторождений. — 1960. — № 2. — С. 63–71.
8. Симоненко Т.Н. Проявление зон разломов Земной коры в магнитном поле // Геофизический сборник АН УССР. — 1968. — Вып. 26. — С. 5–12.
9. Ерофеев Л.Я. Магнитное поле и природа аномалий на месторождениях золота. — Томск: Изд-во Томского университета, 1989. — 157 с.

Поступила 27.11.2012 г.