

Т.А.Шерендо, А.А.Гараева, А.Я.Докучаев

МАГНИТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ИЗ ФЛИШОИДНОЙ ТОЛЩИ РАЗРЕЗА СГ-4 (ИНТЕРВАЛ ГЛУБИН 3487–5070 м)

Флишoidalная толща сложена чередующимися туфами, туфопесчаниками, туфоалевропесчаниками, кремнистыми и углисто-кремнистыми алевролитами и алевропелитами, а также туффитами, преимущественно андезитового и дацитового составов [Башта и др., 1999]. Распределение рудной минерализации по разрезу СГ-4 в пределах данной толщи крайне неравномерно как по фазовому составу, так и по количественному соотношению фаз. Это относится и к магнитным минералам, выявленным нами при исследовании пород данной части разреза. Магнитные минералы, как широко распространенные (оксиды и сульфиды железа), так и редко встречающиеся в земной коре (например, самородное железо и его природные сплавы с никелем, платиной и др.), представляют научный интерес и широко используются как при изучении различных геологических процессов (эволюция магматизма, метаморфические и метасоматические преобразования пород, тектонические процессы, рудообразование и др.), так и при решении практических задач поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Исследование магнитной минерализации пород широко используется в мировой геологической науке при решении вышеперечисленных задач.

Для лабораторного изучения магнитной

минерализации в породах флишoidalной толщи, вскрытых скважиной СГ-4 в интервале глубин 3487–5070 м, было отобрано более 50 образцов керна с повышенными значениями магнитной восприимчивости. Верхняя часть толщи до глубины 3720 м сложена переслаивающимися светлосерыми туфопесчаниками и туфоалевролитами, а ниже, до глубины 4481 м – дацитовыми туфопесчаниками, туфогравелитами и туффитами смешанного состава. Рудная составляющая пород этой части разреза представлена практически немагнитными минералами: преимущественно лейкоксенизированным ильменитом и различными сульфидными минералами – пиритом, пирротином (антиферромагнитная гексагональная модификация, не проявляющая доменной структуры при нанесении магнитного коллоида), халькопиритом, сфалеритом, борнитом. В рассматриваемом интервале глубин количество пирротина постепенно растет вниз по разрезу в соответствии с некоторым нарастанием степени метаморфизма в этом же направлении, и к концу интервала количество этого минерала становится примерно равным количеству пирита [Буслаев и др., 2000].

В интервале 4481–4860 м разрез флишoidalной толщи характеризуется развитием туфов и туффитов андезито-базальтов, а также присут-

ствием лав базальтов и андезитов-базальтов, которые отличаются от пород вышеописанных интервалов глубин фазовым составом рудной составляющей: появляются оксиды железа (магнетит, хроммагнетит), при этом количество сульфидов резко сокращается и обедняется их фазовый состав.

Магнитная минерализация лавового потока (интервал глубин 4618–4648 м) очень отличается от таковой вмещающих его туфов. Преобладающим рудным минералом в лавах является магнетит, представленный двумя разновидностями. Основная часть магнетита – изометричные зерна идиоморфного, гипидиоморфного и округлого облика в интерстициях между микролитами породообразующих минералов, с содержанием титана в этих зернах около 5–7 мас. %, что позволяет отнести данную разновидность магнетита к позднемагматической генерации. Другая разновидность магнетита представлена зернами вытянутой, иногда почти игольчатой, формы, образующимися по темноцветным силикатам и заполняющими тонкие трещинки. Этот магнетит относится к более поздней генерации и образование его обусловлено последующими метасоматическими или метаморфическими процессами.

Метод термомагнитного анализа позволяет выявлять не регистрируемые посредством рудной микроскопии, вследствие невысокой разрешающей способности этого оптического метода, тонкодисперсные магнитные фазы, а затем корректно идентифицировать их с помо-

щью других методов анализа, например рентгеновской дифрактометрией (при наличии достаточного количества исследуемой фазы) или электронной дифракцией.

По результатам термомагнитного анализа были выявлены различия в фазовом составе магнитной составляющей пород лавового потока по его разрезу: для образцов из его верхней части характерны термомагнитные кривые, демонстрирующие присутствие термостабильной магнетитовой фазы с температурой Кюри $T_c = 580^\circ\text{C}$, соответствующей магнетиту стехиометрического состава, как основной магнитной фазы в этих образцах (рис. 1, обр. 30123, глубина 4620,0 м).

Для образцов из подошвы данного лавового потока зарегистрированы термомагнитные кривые, отличающиеся от вышеописанных для образцов из его верхней части. Например, на представленной на рис. 2 (обр. 30254, глубина 4640,7 м) термомагнитной кривой, кроме магнетитовой фазы с температурой Кюри $T_c = 580^\circ\text{C}$, по температурам фазового перехода “проявляются” на кривой нагрева дополнительные магнитные фазы с температурами Кюри $T_{c1} = 200\text{--}230^\circ\text{C}$ и $T_{c3} = 720\text{--}770^\circ\text{C}$, которые предположительно можно интерпретировать как магнитный карбид железа – когенит Fe_3C и твердый раствор Fe-Ni переменного состава, соответственно.

Рудная минерализация в нижеописанных, относительно лавового потока, туфах, аналогично вышеописанным туфам верхней части, пред-

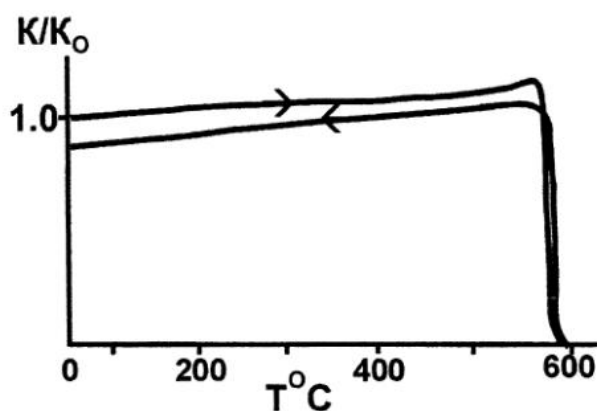


Рис. 1. Температурная зависимость магнитной восприимчивости K/K_0 для пород лавового потока – обр. 30123, гл. 4620,00 м.

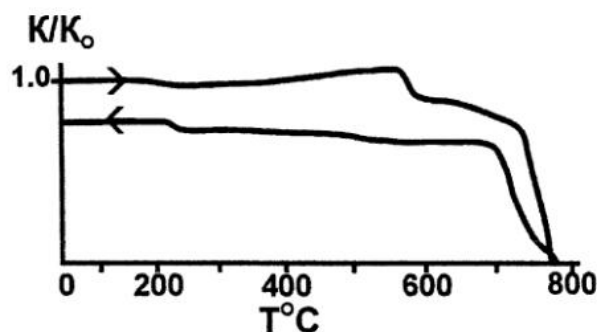


Рис. 2. Температурная зависимость магнитной восприимчивости K/K_0 для пород из подошвы лавового потока – обр. 30254, гл. 4640,77 м.

ставлена преобладающим ильменитом, который в различной степени лейкоксенизирован: от практически полностью переработанных зерен с мелкими реликтами ильменита до сохранивших свой идиоморфный/гипидиоморфный облик. В отличие от туфов из других интервалов глубин здесь встречается ильменит, окисленный до гемоильменита/гематита. Присутствуют также мелкие скопления магнетита, что отражается на термомагнитной кривой наличием фазы с температурой Кюри $T_{c2}=580^{\circ}\text{C}$. Кроме того, термомагнитные кривые образцов туфов свидетельствуют о присутствии в этих породах флишоидной толщи дополнительных магнитных фаз, причем, с разными температурами Кюри для выше- и нижележащих, относительно лавы потока, пород. Например, термомагнитные кривые для обр. 29443, глубина 4483,53 м (рис. 3), имеющие необратимый ход, свидетельствующий о твердофазных превращениях в течение температурного цикла, выявляют на кривой нагрева магнитные фазы с температурами Кюри $T_{c1}=510^{\circ}\text{C}$, $T_{c2}=580^{\circ}\text{C}$ и $T_{c3}=645^{\circ}\text{C}$. Вероятнее всего, T_{c1} и T_{c2} соответствуют фазам магнетит-ульвошпинелевого ряда (определенные микронзондом содержания титана в отдельных магнетитовых зернах этого образца равны 7–8 мас.%), а T_{c3} – фазе ильменит-гематитового ряда [Трухин и др., 1989; Vina et al., 1999]. Термомагнитная кривая для Обр. 30706, гл. 4713,9 м (рис. 4) похожа на таковую для вышеописанного обр. 29443, за исключением наблюдаемой в вы-

сокотемпературной области магнитной фазы с температурой Кюри $T_c=720^{\circ}\text{C}$, соответствующей, скорее всего, никелистому железу. Данный образец туфа представляет брекчированную разность на контакте с базальтовой лавой, в подошве которой, как было показано выше (рис. 2), также предполагается наличие никелистого железа. Возможно, появление самородного никелистого железа в породах экзоконтакта с подошвой лавового потока обусловлено влиянием последнего на эти породы.

В нижней пачке флишоидной толщи (интервал глубин 4860–5070 м) вскрыты тонко переслаивающиеся кремнистые и углисто-кремнистые алевропелиты и туфопесчаники (в данной работе не рассматриваются дайки и силлы этой пачки). Рудная минерализация в них представлена, главным образом, сульфидами в виде рассеянной вкрапленности и линзовидно-послойных выделений вдоль общей слоистости породы с преобладанием пирротина и пирита. Наблюдаются также сфалерит, халькопирит, марказит и другие сульфиды. Для пирита характерны мелкие фрамбоидальные выделения и их стяжения, сингенетичные вмещающей породе [Буслаев и др., 2000]; иногда такой же облик имеет пирротин, но для него более характерны ксеноморфные зерна, в которых встречаются реликты фрамбоидального пирита. Видимо, при последующих гидротермальных процессах идет перекристаллизация пирротина, его стяжение и укрупнение зерен в виде прослоев и жил, при

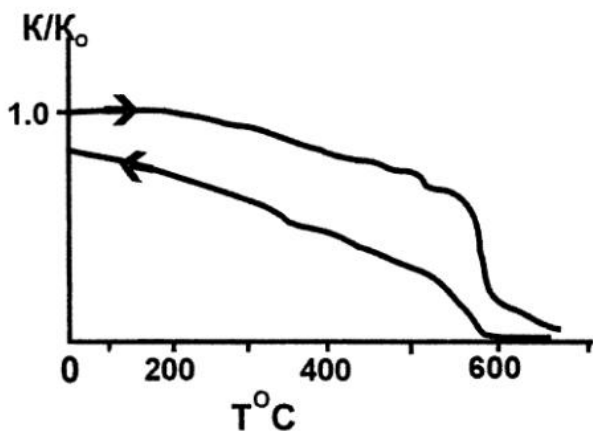


Рис. 3. Температурная зависимость магнитной восприимчивости K/K_0 для образцов туфа из флишоидной пачки – обр. 29443, гл. 4483,53 м.

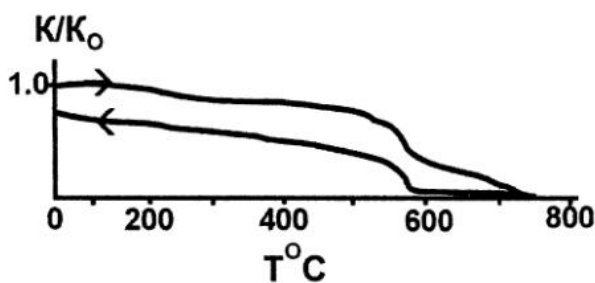


Рис. 4. Температурная зависимость магнитной восприимчивости K/K_0 для образцов туфа из экзоконтакта с лавой базальта – обр. 30706, гл. 4713,90 м.

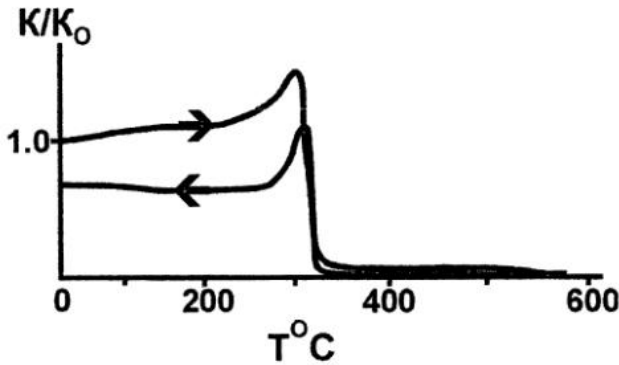


Рис. 5. Температурная зависимость магнитной восприимчивости K/K_0 для образцов углисто-кремнистых алевропелитов — обр. 32856, гл. 5013,38 м.

этом захватываются мелкие зерна пирита. В пиритиновых прослоях, в свою очередь, развиваются метабласты пирита идиоморфного облика.

Посредством термомагнитного анализа почти во всех исследованных нами образцах из нижней пачки толщи выявлен ферримагнитный моноклинный пирротин с температурой Кюри $T_c = 320^\circ\text{C}$, а во многих из них в незначительном количестве присутствует слабомагнитный гексагональный пирротин, проявившийся на термомагнитной кривой нагрева как фаза с температурой Кюри около 200°C (рис. 5). Сосуществование моноклинной и гексагональной фаз пирротина подтверждается как результатами рентгеновской дифрактометрии, так и полученными нами при нанесении магнитного коллоида на полированную поверхность пиритиновых зерен разными типами доменных структур, характерными для этих структурных модификаций.

Таким образом, изученная нами магнитная минерализация в породах флишоидной толщи разреза СГ-4 имеет ярко выраженный дифференцированный характер по глубине:

— Лавовый поток базальтов (интервал глубин 4618–4648 м) выделяется среди пород флишоидной толщи присутствием значительного количества магнетитовой фазы. Кроме того, нами впервые установлено присутствие ультрадисперсных фаз самородного никелистого железа в виде твердого раствора Fe-Ni переменного состава в подошве данного лавового потока и в породах из зоны его нижнего экзоконтакта.

— Туфы из верхних и нижних интервалов глубин, относительно вышеуказанного лавового потока, при преобладающей ильменито-

вой фазе, лейкоксенизированной в различной степени, сильно различаются степенью окисленности содержащегося в них ильменита и присутствием, помимо магнетита, разных магнитных фаз: в туфах верхнего интервала присутствует, вероятнее всего, слабомагнитный гемогемит, а в туфах из зоны нижнего экзоконтакта с базальтового потока — самородное никелистое железо.

— Для нижней пачки кремнистых и кремнисто-углистых алевропелитов флишоидной толщи характерно не типичное для данной толщи присутствие значительного количества пирротина, преимущественно магнитных модификаций: ферримагнитной моноклинной фазы с температурой Кюри $T_c = 320^\circ\text{C}$ и слабомагнитной гексагональной фазы с $T_c = 200^\circ\text{C}$.

Список литературы

- Башта К. Г., Шахторина Л. Н., Кускова В. Н. Геологический разрез Уральской СГ-4 (0–5354 м) // Результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4). Научное бурение в России / Сб. науч. тр. ФГУП НППЦ "Недра". Ярославль, 1999, выпуск 5. С. 25–36.
- Буслаев Ф. П., Гараева А. А., Гуляева Т. Я. и др. Рудные минералы в разрезе именновской свиты по данным сверхглубокой скважины СГ-4 // Записки ВМО, 2000. Ч. СХХIX. № 4. С. 63–75.
- Трухин В. И., Жилыева В. А., Зинчук Н. Н., Романов Н. Н. Магнетизм кимберлитов и траппов. М.: Изд-во МГУ, 1989. 165 с.
- Bina M., Tanguy J. C., Hoffman V. et al. A detailed magnetic and mineralogical study of self-reversed dacitic pumices from the 1991 Pinatubo eruption (Philippines) // Geoph. J. Int. 1999. V. 138. № 1. P. 159–178.