

УДК 550.382.3

© 1991г.

В.И.ТРУХИН, Е.М. ВЕРИЧЕВ, В.К. ГАРАНИН, В.А.ЖИЛЯЕВА,
Г.П.КУДРЯВЦЕВА, О.А.МИХАЙЛИЧЕНКО, В.Ю.САФРОШКИН

МАГНИТОМИНЕРАЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОПОДОБНЫХ ПОРОД СЕВЕРА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Представлены результаты исследования магнитоминералогических свойств кимберлитоподобных пород севера европейской части СССР. Показано, что различные по продуктивности тела характеризуются различным составом и магнитными параметрами ферримангнитной фракции горных пород. Алмазоносные породы имеют характерную форму кривых $I_s(T)$, что может быть использовано для косвенной экспресс-оценки алмазности на поисково-оценочной стадии. Обнаружено аномальное поведение кривых $I_{gr}(T)$, оно может быть связано с распадом твердого раствора.

Несмотря на широкое применение магниторазведки при поисках кимберлитовых тел и связанных с ними месторождений алмазов, магнитные свойства кимберлитов изучены пока недостаточно. Особенно мало работ, включающих терромагнитные исследования кимберлитов [1-13].

В настоящей статье изложены результаты экспериментальных исследований кимберлитов новой Архангельской кимберлитовой провинции, открытой в 1979 г. на севере европейской части СССР. На территории этой провинции расположено месторождение алмазов имени Ломоносова, объединяющее несколько кимберлитовых трубок, расположение которых контролируется тектоническим нарушением меридионального простирания. Интересно отметить, что подавляющее большинство кимберлитовых тел в этом регионе не было обнаружено посредством заверки бурением аэромагнитных аномалий.

Одной из основных целей исследования было установление связи между набором и составом ферримангнитных минералов и магнитными характеристиками кимберлитов, а также с содержанием алмазов в последних. Такая взаимосвязь в принципе возможна даже в том случае, если ферримангнитные минералы не кристаллизуются одновременно с алмазами при экстремальных PT -условиях. Известно, что подавляющая часть содержащихся в кимберлитах ферримангнитных минералов не является парагенетическими спутниками алмаза. Это связано с тем, что при кристаллизации алмаза в условиях очень низкой фугитивности кислорода образующиеся оксиды неферримангнитны, так как практически не содержат трехвалентного железа. Тем не менее ферримангнитные оксиды, встречающиеся в кимберлитах в виде минералов-вкрапленников и микрокристаллических выделений в связующей массе кимберлитовых пород, несут информацию об особенностях кимберлитовых магм. Их состав, а именно соотношение $Cr/(Cr + Al)$ и $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ в хромшпинелидах, определяют условия стабильности алмаза, поскольку отражают окислительно-восстановительные условия среды минералообразования [14] и, следовательно, сохранность кристаллов алмаза при доставке их к поверхности.

В отличие от кимберлитов Якутии, в которых широко распространены крупные зерна (до 10 см) ферримангнитных минералов-вкрапленников [2, 6—8], в кимберлитах Архангельской провинции такие минералы встречаются редко [15]. Хромшпинелиды, содержащиеся в породах Архангельской кимберлитовой провинции, не обладают ферримангнитными свойствами выше комнатной температуры (T_c). Пикроильменит, широко представленный в большинстве кимберлитовых трубок Якутии [6, 7] и не встречающийся в алмазоносных телах центрального Золотицкого поля, достаточно широко распространен в других кимберлитовых полях Архангельской провинции,

Магнитные характеристики кимберлитов севера европейской части СССР и Якутии

Место отбора	Продуктивность	$I_n \cdot 10^3, \text{ Гс}$	$\kappa_0 \cdot 10^6, \text{ ед. СГСМ}$
Север европейской части СССР			
Золотицкое поле (трубка) А	Алмазоносная	0,01–0,21	28,7–51,0
Пи	”	0,004–0,013	43,3–69,2
Л до 270 м	”	0,006–0,018	17,9–146
Л 270 м и глубже	”	—	1,0–219
Верхотинское поле Ан-401 до 284 м	Слабоалмазоносная	0,016–0,074	22–680
Кепинская группа диатрем	Неалмазоносная	0,018–0,242	43–2449
Якутия			
Трубки:			
Мир	Алмазоносная	0,2–1,1	260–5240
Удачная 190 м	”	0,01–2,61	35–6997
250 м	”	0,02–1,93	18–8711
Дальняя	Слабоалмазоносная	0,69–5,23	890–1650
Комсомольская	”	0,24–4,10	1340–4750
Ленинградская	”	0,09–1,54	510–4280

характеризующихся убогой алмазоносностью или неалмазоносных. Вследствие низких содержаний трехвалентного железа пикроильменит также не обладает ферримагнитными свойствами при комнатной температуре и, следовательно, не оказывает существенного влияния на магнетизм кимберлитовых пород севера европейской части СССР. Таким образом, магнитные свойства кимберлитов, как и лампроитов [16], определяются особенностями микрокристаллических оксидов из связующей массы пород.

Объект, аппаратура и методика исследования. Изучались образцы керна кимберлитовых пород, отобранных из трубок трех различных по алмазоносности полей: алмазоносного Золотицкого поля (трубки А.Л. Пи), слабоалмазоносного Верхотинского поля (Ан-401) и Кепинского поля (Ан-687, Ан-688, Ан-691, Ан-693, Ан-695, Ан-840), тела которого характеризуются убогой алмазоносностью или неалмазоносны. Проводилось измерение основных магнитных параметров кимберлитов (естественная остаточная намагниченность I_n , начальная магнитная восприимчивость κ_0 , намагниченность насыщения I_S , остаточная намагниченность насыщения I_{rS} , остаточно-коэрцитивная сила H_{CR} , температура Кюри T_C), а также параметров магнитной вязкости из естественно-го S_{vE} и нулевого S_{v0} магнитных состояний. Определялись фактор $Q_n = I_n/\kappa H_r$, ширина коэрцитивного спектра $H_{0,9}/H_{0,1}$ ($H_{0,9}$ и $H_{0,1}$ — поля, в которых достигаются значения 0,9 и 0,1 I_{rS} соответственно) и отношение I_{rS}/I_S , характеризующее тип доменной структуры. Измерялись полевые $I_r(H)$ и $I_n(h)$, временные $I_r(t)$ и температурные зависимости $I_S(T)$, $I_{rS}(T)$ и $\kappa(T)$ магнитных характеристик.

Для измерений использовалась высокочувствительная аппаратура, рассчитанная на образцы с малым содержанием ферримагнитной фракции [17–19].

Методика изучения фазового и химического состава ферримагнитных минералов и их агрегатов с помощью оптического микроскопа axiophot фирмы "Opton" (ФРГ) и электронно-зондового прибора JSM-820 фирмы "JEOL" (Япония) с энерго+дисперсионной системой типа AN-10/855 фирмы "Link" (Англия) описана ранее [14].

Экспериментальные результаты и их обсуждение. Наиболее информативными являются термомагнитные кривые $I_S(T)$ в цикле нагрев — охлаждение в широком диапазоне температур от -196°C до максимальной температуры Кюри и структурно-чувствительные магнитные параметры (κ_0 , S_{v0} , I_S , I_{rS} , H_{CR} , I_{rS}/I_S , $H_{0,9}/H_{0,1}$), изменяющиеся до и после термообработки.

Рассмотрим результаты исследований магнитных свойств кимберлитов.

Q_n	$S_{vE}, \text{Э}$	$S_{v0}, \text{Э}$	$I_S, \text{Гс}$	$H_{CR}, \text{Э}$	$H_{0,9}/H_{0,1}$	$T_C, ^\circ\text{C}$
Север европейской части СССР						
0,07–3 3	–	–	0,07–0,09	142–315	6,1–8,3	450, 580–660,
1,6–4,4	5,2–6,4	3,9–11,2	0,10–0,82	140–410	5,2–6,3	550
0,2–1,0	3,2–101	3,5–58	0,02–0,06	1000–4400		385, 615–650
–	2,3–22,5	4,8–27,4	0,7–0,9	350–800	7,0–25	230, 460–570
0,2–1,8	10,4–135	12,7–311	0,02–0,6	170–236	2,7–40	340, 475–550
0,2–1,9	1,3–5,5	0,6–9,3	0,06–1,9	133–1800	2,1–4,5	425–540
Якутия						
0,3–2,6	0,6–2,7	0,8–3,4	0,15–21	120–420	–	365, 580
0,1–8,9	0–13,1	0–18,6	0,04–35,4	140–540	–	505–580
0,1–0,7	2,9–17,6	2,5–34,0	0,24–9,15	124–390	–	505–580
0,8–10	0,2–16,0	3,0–25,5	1,24–2,5	150–230	4,0–6,4	420–540
0,1–8,9	1,2–9,3	3,1–20,5	3,26–5,35	200–400	5,3–11,3	570–610
0,2–1,8	3,1–22,0	4,8–23,0	1,0–8,0	280–710	5,2–7,2	580–640

Диатремы Золотицкого поля (А, Л, Пи) с промышленной алмазностью. Данные о магнитных свойствах кимберлитовых пород этого поля приведены в таблице и на рис. 1. На большинстве кривых $I_S(T)$ наблюдалась интересная особенность, заключающаяся в сильном росте I_S в низкотемпературной области ($-196 \dots -150^\circ \text{C}$) при уменьшении T , при этом доля I_S в области выше комнатной температуры T_0 гораздо меньше, чем в низкотемпературной области (рис. 1). Рост I_S при $T < T_0$ может быть связан с пара- или суперпарамагнитными эффектами, однако в нашем случае рост I_S наблюдался на образцах, содержащих хромшпинелиды. Аналогичное поведение намагниченности насыщения I_S в области ниже -150°C наблюдалось у феррита-хрома [20]. В работе [20] рост величины I_S ниже -150°C объяснялся наличием фрустрированного состояния ферримagnetика, вызванного вхождением хрома в кристаллическую решетку феррита, в результате чего возникают обменные взаимодействия разного знака и величины и образуются разобщенные мельчайшие намагниченные кластеры. С понижением температуры происходит укрупнение этих кластеров и наблюдается рост I_S . Таким образом, рост I_S в наших опытах может быть связан с высоким содержанием хромшпинелидов в связующей массе этих кимберлитов. Это согласуется с результатами минералогических исследований, которые свидетельствуют о резком преобладании зональных выделений с ядром хромитового состава 53 мас.% Cr_2O_3 и тончайшей каймой хромовой ульвошпинели. Отметим также, что у некоторых кимберлитов этого поля наблюдается необратимый ход кривых $I_S(T)$, при котором кривая охлаждения идет выше кривой нагрева и соответственно после цикла нагрев – охлаждение возрастает величина I_S . В ряде случаев после этого цикла наблюдается рост остаточной коэрцитивной силы H_{CR} , постоянной магнитной вязкости S_{v0} и намагниченности насыщения I_S (рис. 1). Это указывает на возникновение фазы, близкой к магнетиту. Она может образоваться в результате обогащения хромшпинелидов ионами железа вследствие гомогенизации каймы ульвошпинели, а также в процессе преобразования оливина в магнетит [21, 22].

Кроме описанного выше типа термомагнитных кривых для кимберлитовых пород Золотицкого поля наблюдались и другие типы кривых $I_S(T)$. Так, у образцов трубки Л, отобранных на глубине 270 м, кривые $I_S(T)$ близки по виду к "магнетитовым" с небольшими "хвостами" в области $T > 500^\circ \text{C}$. Это скорее всего обусловлено широким развитием процессов серпентинизации оливина.

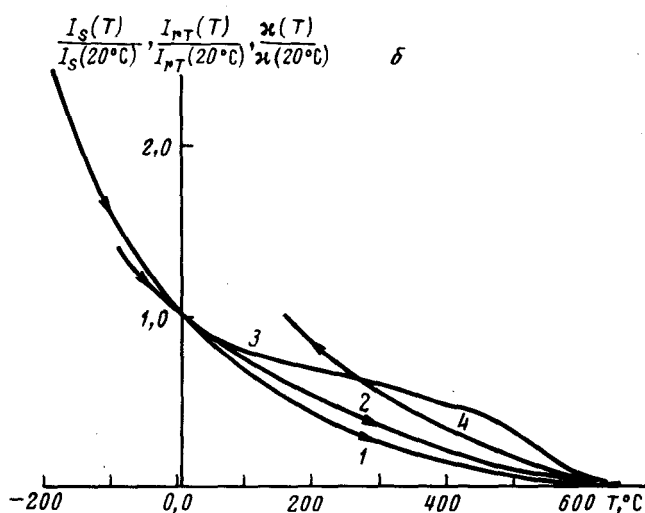
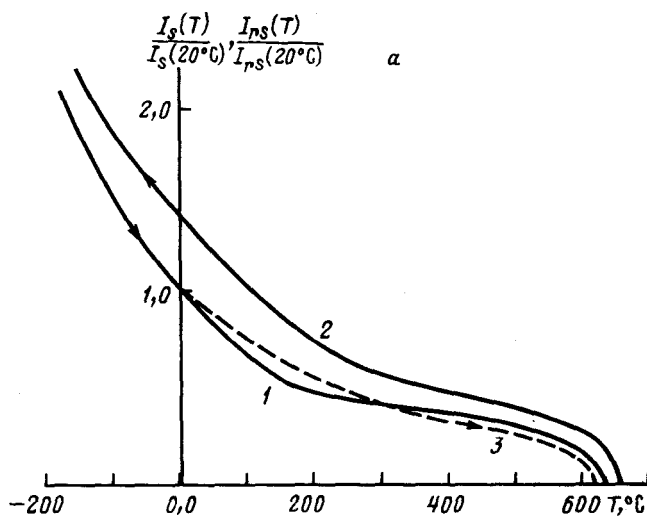


Рис. 1а,б

Часть образцов кимберлитов трубок Золотицкого поля характеризуется наличием температур Кюри $T_c > 580^\circ \text{C}$. Это выражено наиболее ярко у кимберлитов верхних горизонтов трубок А и Л, содержащих большое количество ксенолитов Красноцветных вмещающих пород, в которых присутствует гематит и промежуточные члены ряда магнетит — маггемит (таблица). Образцы этих кимберлитов отличаются высокой коэрцитивностью (H_{CR} до 4,5 кЭ).

Для изучения стабильности естественной остаточной намагниченности I_n проведено размагничивание в переменном магнитном поле h образцов кимберлитов продуктивных трубок Л и Пи Золотицкого поля с глубоких горизонтов (658, 696, 980 м). Оказалось, что намагниченность этих образцов характеризуется довольно низкими медианными полями ($h_{0.5} \sim 50 - 60$ Э). Размагничивание в А позволило выявить низкокоэрцитивную компоненту намагниченности, которая разрушалась в поле $h = 20$ Э. По-видимому она имеет вязкую природу, так как образцы обладали высокой магнитной вязкостью (S_{v0} до 17,6 Э). Согласно результатам минералогических исследований оксидов из связующей массы кимберлитов глубоких горизонтов, в них в достаточно больших количествах присутствуют мелкие зерна титаномагнетита и перовскита, что

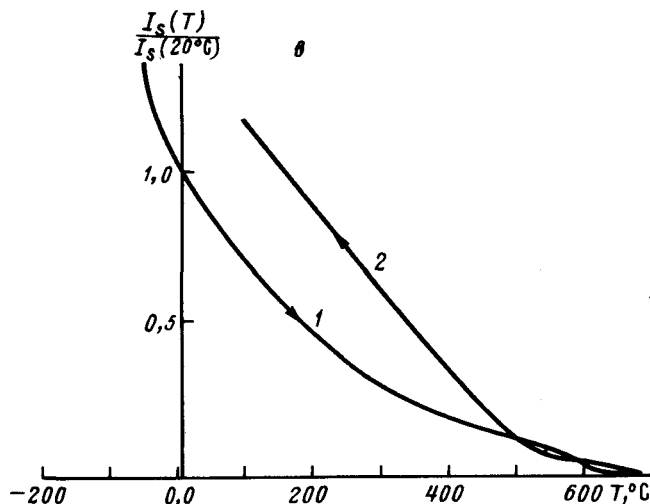


Рис. 1. Термомангнитный анализ кимберлитов Золотицкого поля: а – трубка Л, глубина 90 м; 1 – $I_S(T)$, нагрев; 2 – $I_S(T)$, охлаждение; 3 – $I_{rS}(T)$, нагрев; б – трубка Пи, глубина 472 м; 1 – $I_S(T)$, нагрев; 2 – $I_{rS}(T)$, нагрев; 3 – $\kappa(T)$, нагрев; 4 – кривая $I_{rT}(T)$, охлаждение; в – трубка Л, глубина 658 м; 1 – $I_S(T)$, нагрев; 2 – $I_S(T)$, охлаждение

указывает на неблагоприятные условия сохранности алмаза и находится в соответствии с результатами прямого опробования [23].

Диатрема Верхотинского поля (слабоалмазоносная трубка Верхотина А-401). Магнитные характеристики кимберлитовых пород этой трубки представлены в таблице и отражены на рис. 2.

Кривые $I_S(T)$ описываемых кимберлитов в области $T > T_0$ имеют выпуклую форму, причем некоторые из них обратимы. Встречены случаи, когда $I_S(T)$ в результате нагрева кимберлитов испытывает сильное изменение (рис. 2, б).

Кимберлиты из верхнего горизонта (143–164 м) высококоэрцитивны (H_{CR} до 2,5 кЭ), характеризуются широким коэрцитивным спектром ($H_{0,9}/H_{0,1}$ до 27) и высокими значениями параметров магнитной вязкости S_{vE} до 135 Э и S_{v0} до 30 Э, но низкими величинами магнитной восприимчивости (κ_0 не более $28 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ).

На наличие мелких зерен магнетита в исходном состоянии кимберлитов указывает высокое значение отношений I_{rS}/I_S , равное 0,16–0,29. В самом нижнем горизонте (270–284 м) кимберлиты имеют T_C несколько ниже магнетитовой (475–550° С) и характеризуются более низкой коэрцитивностью (H_{CR} до 215 Э) и более низкими параметрами магнитной вязкости (S_{vE} до 17,5 Э и S_{v0} до 13,1 Э), а также меньшей шириной коэрцитивного спектра ($H_{0,9}/H_{0,1}$ до 3,5), но высокими значениями магнитной восприимчивости (κ_0 до $678 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ).

Таким образом, ряд магнитных характеристик кимберлитов этой дайки изменяется с увеличением глубины отбора образцов. Величины κ_0 возрастают, а S_{vE} , S_{v0} , H_{CR} и $H_{0,9}/H_{0,1}$ уменьшаются, что отражает распространение процесса окисления по глубине. У кимберлитов, отобранных с глубин от 143 до 284 м, соотношение параметров магнитной вязкости $S_{vE}/S_{v0} > 1$. Согласно [24], такая величина соотношения указывает на то, что кимберлиты возможно претерпели повторные разогревы после своего формирования либо имело место изменение PT -условий другого характера. Эти данные позволяют предположить, что ферримagnetики из связующей массы кимберлитов трубки Верхотина А-401 формировались при низких PT -параметрах и в дальнейшем подвергались сильному преобразованию в окислительной среде.

По данным оптической микроскопии и электронно-зондового анализа, преобладающими мелкокристаллическими оксидами в связующей массе пород АН-401 являются

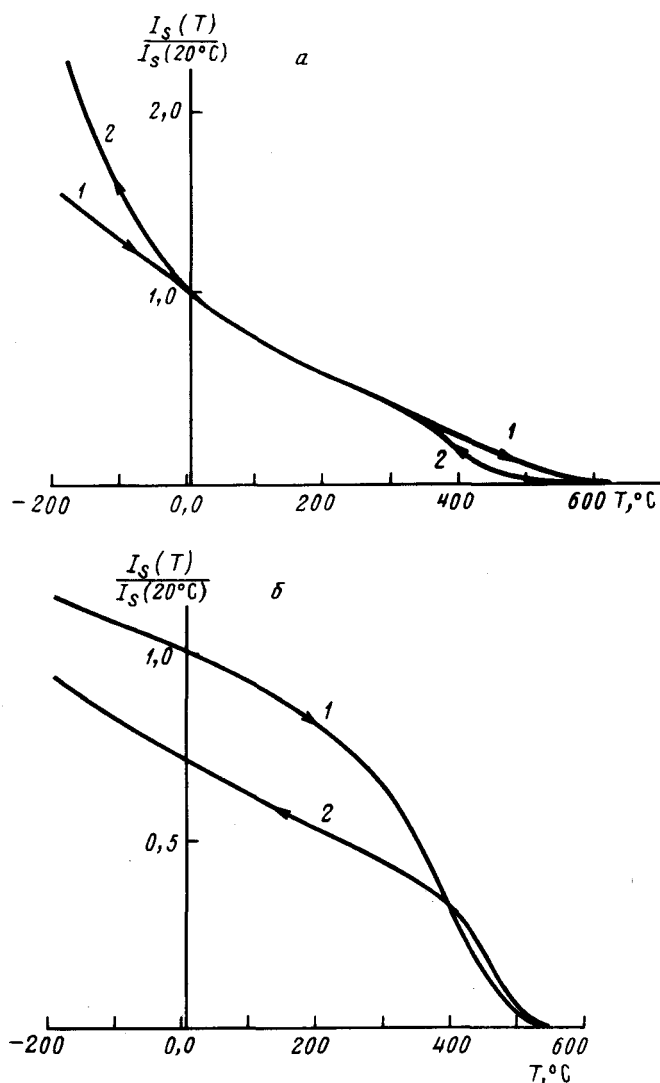


Рис. 2. Термомагнитный анализ кимберлитов дайки Верхотина Ан-401: а – $I_S(T)$, нагрев; 1 – глубина 143–164 м, 2 – 164–250 м, б – глубина 270–284 м: 1 – $I_S(T)$, нагрев; 2 – $I_S(T)$ охлаждение

ся зональные выделения с ядрами Al–Cr содержащими титаномагнетит (в мас.%): 9,55% MgO; 4,10% Al_2O_3 ; 5,18% TiO_2 ; 10,43% Cr_2O_3 ; 0,64% MnO; 21,77% FeO; 49,57% Fe_2O_3 , и каймами титаномагнетита (мас.%): 4,49% MgO; 3,73% Al_2O_3 ; 9,98 TiO_2 ; 0,93% Cr_2O_3 ; 0,80% MnO; 32,05 FeO, 48,46% Fe_2O_3 . В отличие от алмазонасных кимберлитов Золотицкого поля в связующей массе пород слабоалмазонасной диатремы Верхотинского поля гомогенные выделения хромшпинелидов встречаются в резкоподчиненном количестве, что связано с меньшей глубиной кимберлитового очага для Ан-401.

Диатремы Кепинского поля с убогой алмазонасностью и неалмазонасные (Ан-687, Ан-688, Ан-691; Ан-693; Ан-695, Ан-840). Магнитные свойства кимберлитовых пород трубок этого поля представлены в таблице и на рис. 3. По характеру кривых $I_S(T)$ выделяются две группы кимберлитов с различным температурным ходом этих кривых в цикле нагрев – охлаждение. К первой группе отнесены кимберлиты, у которых тем-

пература Кюри $T_{C\text{нагр}}$, определенная по кривой нагрева, превышала 500°C , а $T_{C\text{охл}}$, определенная по кривой охлаждения, уменьшалась по сравнению с первоначальной, причем область перехода от парамагнитного состояния к ферримагнитному на кривой охлаждения становилась более размытой (рис. 3,а). Такое поведение кривых $I_S(T)$ может указывать на существование фазовой неоднородности в естественном состоянии зерен. Об этом свидетельствует и уменьшение параметров магнитной вязкости S_{v0} после термообработки. Однако такое изменение параметров наблюдается не у всех образцов этой группы, что может быть связано с влиянием процесса окисления ферришпинелидов при лабораторном нагреве.

Ко второй группе отнесены кимберлиты, у которых $T_{C\text{охл}}$ увеличивалась по сравнению с $T_{C\text{нагр}}$, т.е. происходил сдвиг точки Кюри вправо по оси T (рис. 3,б). Величина такого сдвига находится в пределах от 455 до 488 и от 495 до 550°C для различных образцов. Известно, что в зависимости от величины первоначальной температуры Кюри $T_{C\text{нагр}}$ процесс преобразования окисленных титаномагнетитов при лабораторных нагревах идет по-разному. Чем ниже $T_{C\text{нагр}}$ первоначального состава, тем в большей степени может быть проявлен процесс однофазного окисления, сменяемый гетерофазным окислением, а чем выше $T_{C\text{нагр}}$, тем сильнее окисляется феррошпинелид до гематита [25]. Именно такой случай, по-видимому, имеет место для кимберлита с более низкой $T_{C\text{нагр}}$ из этой группы образцов. В нем наиболее ярко проявляется гетерофазное окисление. Образуется большое количество мелкозернистой фазы, бедной титаном, что выражается в росте I_S , I_{rS} , S_{v0} и отношения I_{rS}/I_S .

Более полные выводы об особенностях ферримагнитной фракции кимберлитов Кепинской группы диатрем можно получить при совместном рассмотрении магнитных и минералогических данных.

Рассмотрим минералогические особенности ферримагнетиков образцов, отнесенных к 1-й группе. В обр. № 3215 обнаружено, что часть микрокристаллических выделений оксидов характеризуется зональным строением. При этом края зерен представлены хромсодержащим титаномагнетитом, а центральные части — хромшпинелидом. Однако преобладают однородные зерна хромсодержащего титаномагнетита размером от 1 до 70 мкм. Магнитными исследованиями установлено, что кривые $I_S(T)$ этого образца в цикле нагрев — охлаждение необратимы, кривая охлаждения лежит ниже кривой нагрева и смещена в область более низких температур (рис. 3,а). Такое поведение кривых $I_S(T)$ может быть связано с протеканием ионной диффузии при нагреве, обусловленной неоднородностью фазового состава зерен, в данном случае с их зональностью.

В обр. № 4023 часть зерен оксидов в связующей массе кимберлита зональна. При этом в направлении от центра к краю зерен зоны образуют рутил, ильменит, титаномагнетит. Наибольшей распространенностью в связующей массе описываемого образца обладают однородные зерна титаномагнетита и рутила. Термомагнитный анализ показал, что область перехода из парамагнитного состояния в ферримагнитное после термообработки образца сильно растянута, что наглядно видно по кривой охлаждения (рис. 3,в, кривая 2). Уменьшение величины I_S после термообработки этого образца связано не только с обогащением титаномагнетита немагнитными ионами, но и с окислением его, поскольку нагрев проводился на воздухе. Сравнение хода кривых $I_S(T)$ образцов № 3215 и 4013 (рис. 3,а, в) показывает, что в области $T > T_0$ они ведут себя практически одинаково, а в низкотемпературной области $T < T_0$ с ростом T спад величины I_S у обр. № 3215 идет с большой скоростью, как и у образцов из трубки Л Золотицкого поля (рис. 3,а и в). Это указывает на присутствие шпинелидов с температурами Кюри ниже комнатной в связующей массе кимберлитовой породы образца № 3215 в большем количестве, чем у обр. № 4023.

В образцах второй группы ферримагнитная фракция в основном представлена титаномагнетитом. Так, в обр. № 4002 наблюдались гомогенные зерна магнетита и титаномагнетита. Только небольшая часть зерен зональна. Встречены также отдельные зерна рутила и хромшпинелида. Термомагнитный анализ показал, что состав ферримагнитной фракции неоднороден. Об этом свидетельствует различное поведение кривых $I_S(T)$

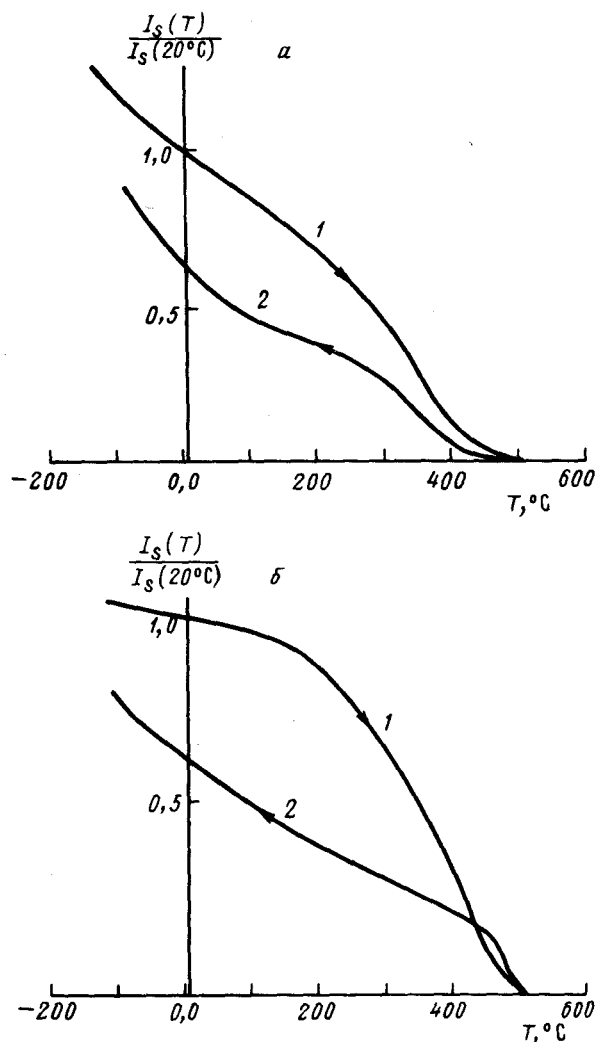


Рис. 3а,б

у дублей этого образца. В отличие от образцов кимберлитов первой группы у обр. № 4002 наблюдается увеличение T_C после термообработки (рис. 3,б). Это может быть следствием окисления титаномагнетита в случае его нестехиометричности с образованием фазы, близкой к магнетиту. Наличие зональных зерен (титаномагнетит-ядра и магнетит-каймы) может служить подтверждением такого предположения. Однако изменение ряда других магнитных параметров показывает, что при нагреве на воздухе идет окисление бедной титаном фазы, которая возникает вследствие гетерофазного окисления титаномагнетита с образованием гематита. В результате такого преобразования ферромагнитной фракции в случае, когда этот процесс выражен достаточно сильно, величины I_S , κ_0 , S_{90} понижаются после термообработки, а I_{rS} возрастает. Подобное изменение магнитных параметров наблюдается и у обр. № 3208, в котором, по данным микрорентгеноспектрального анализа, зональных зерен не обнаружено и преобладающей фазой среди микрокристаллических оксидов являются гомогенные зерна титаномагнетита. В отличие от кимберлитовой породы обр. № 4002 у обр. 3208 спад величины I_S в низкотемпературной области по мере роста T идет с большей скоростью.

Таким образом, в Кепинской группе диатрем кимберлиты двух типов отличаются друг от друга составом и свойствами ферромагнитной фракции: первый тип кимбер-

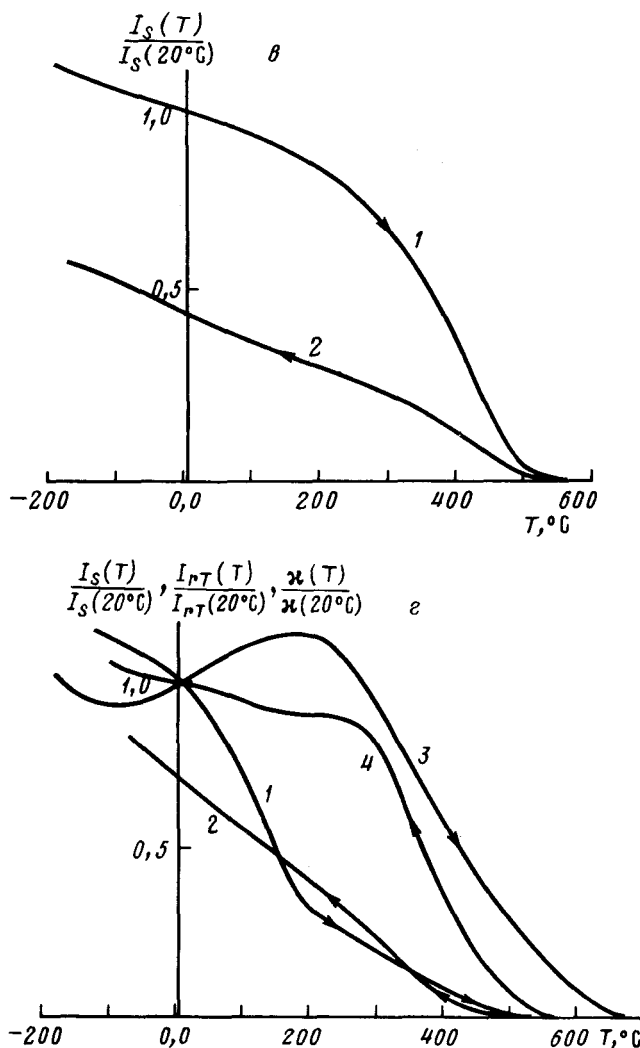


Рис. 3. Термомагнитный анализ кимберлитов из Кепинской группы диатрем: а – Ан-693, глубина 113,6 м, 1 – $I_s(T)$, 2 – $I_s(T)$, охлаждение; б – Ан-695, глубина 122 м, 1 – $I_s(T)$, нагрев, 2 – $I_s(T)$, охлаждение; в – Ан-687, глубина 101 м, 1 – кривая $I_s(T)$, нагрев, 2 – $I_s(T)$, охлаждение; г – Ан-691, глубина 220 м, 1 – $I_s(T)$, нагрев, 2 – $I_s(T)$, охлаждение, 3 – $\chi(T)$, нагрев, 4 – $I_rT(T)$, нагрев в $H = 0$ образца с I_rT , полученной в $H = 1$ Э

литов содержит ферромагнетики с преобладанием зональных зерен, а второй — преимущественно тит-аномagnetит, зерна которого затронуты процессами низкотемпературного окисления. На присутствие в составе ферромагнитной фракции кимберлитов хромшпинелидов с точками Кюри $T_c < T_0$ указывает резкий спад I_s в этой области. Среди кимберлитов Кепинской группы диатрем такие хромшпинелиды в значительном количестве содержатся в обр. № 3208, 3215, 4005, 4033, 4047.

Итак, магнетизм кимберлитов Кепинской группы диатрем в основном определяется присутствием шпинелидов титаномagnetитового ряда, образование которого происходило при более низких термодинамических параметрах среды кристаллизации по сравнению с ранними хромшпинелидами из связующей массы кимберлитовых пород. Отметим, что количественное соотношение хромшпинелидов и титаномagnetитов отражает

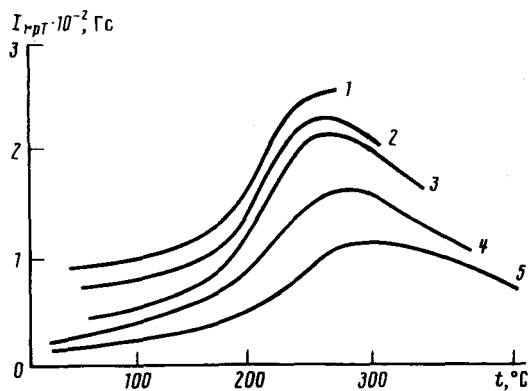


Рис. 4. Моделирование парциальной термоостаточной намагниченности $I_{rpT}(T)$, у кимберлитовой брекчии из диатремы Ан-691, глубина 220 м. $H = 1$ Э: 1 – поле H отключено при 290°C , 2 – поле H отключено при 330°C , 3 – поле H отключено при 360°C , 4 – поле H отключено при 390°C , 5 – поле H отключено при 400°C

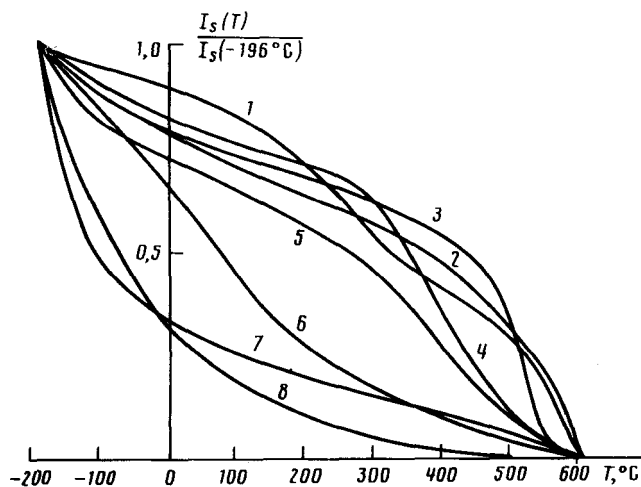


Рис. 5. Сравнение кривых $I_S(T)/I_S(-196^\circ\text{C})$ нагрева кимберлитов из тел различной продуктивности: 1, 5 – непродуктивные тела Архангельской провинции, 2–4 – непродуктивные тела Якутии, 6 – продуктивные тела Архангельской провинции, 7, 8 – продуктивные тела Якутии

степень алмазоносности кимберлитовых пород и находит соответствующее выражение в поведении $I_S(T)$ в циклах нагрев – охлаждение.

В связи с тем что кривые термонамагничивания отражают особенности строения ферромагнитной фракции, на ряде образцов проводилось моделирование этого процесса. На образцах кимберлитовой брекчии Келинской группы диатрем (обр. № 1601/220 м из Ан-691, рис. 3, 4) обнаружено частичное самообращение I_{rT} и I_{rpT} . Из рис. 4 видно, что независимо от того, при какой температуре отключено намагничивающее поле в процессе охлаждения образца, спад величины намагниченности I_{rpT} начинается при достижении определенной температуры в области $225\text{--}250^\circ\text{C}$. Это может быть связано с магнитостатическим взаимодействием основной фазы и фазы с температурой Кюри в области $225\text{--}250^\circ\text{C}$. Последняя намагничивается в размагничивающем поле основной фазы (либо фаз) с более высокой точкой Кюри. Подобное поведение кривых $I_{rpT}(T)$ ранее было обнаружено у рудных оливинитов интрузии Кугда (Красноярский край). Оно связывалось с наличием в зернах титаномагне-

тита структур распада твердого раствора на незавершенной стадии [26]. Возможно, в образцах кимберлитовой брекчии Кепинской группы диаграмм имеется подобное сочетание взаимопроникающих фаз, что и обуславливает процесс частичного самообращения I_{rT} или аномальное поведение кривых $I_{rT}(T)$ и $I_{rpT}(T)$.

Сопоставление хода кривых $I_S(T)$ кимберлитов с алмазонасностью тел. Ход кривых $I_S(T)$ определяется вкладом различных ферромагнитных минералов, входящих в состав кимберлитов. Чем меньше эти минералы затронуты последующими процессами со времени их формирования, тем в большей степени ход кривых $I_S(T)$ отражает первичные PT -условия и соответственно может быть связан с продуктивностью кимберлитового тела [10, 27].

Сопоставим кривые $I_S(T)/I_S(-196^\circ \text{C})$ для кимберлитов севера европейской части СССР и Якутии (рис. 5). Из сопоставления этих кривых видно, что кривые, соответствующие кимберлитам из тел меньшей продуктивности, имеют форму, более близкую к графику функции Бриллюэна [8] (рис. 5, кривые 1–4), т.е. кимберлиты из непродуктивных тел имеют кривые $I_S(T)$ с отрицательной кривизной, а кривые с положительной кривизной наблюдаются у кимберлитов из продуктивных тел. Кривые $I_S(T)$ последних характеризуются ростом величины I_S ниже комнатной температуры. Эти результаты показывают, что изучение особенностей кривых $I_S(T)$ из тел различной продуктивности может оказаться перспективным для установления связи между продуктивностью тел и ходом кривых $I_S(T)$ кимберлитов, первичная ферромагнитная фракция которых отражает PT -условия формирования минералов на ранней стадии кимберлитогенеза.

Сопоставление магнитных характеристик кимберлитов из разных кимберлитовых провинций СССР. Данные о магнитных характеристиках кимберлитов Архангельской алмазонасной провинции интересно сравнить с ранее изученными кимберлитами Якутии [2, 4, 6–9]. Эти данные приведены в таблице. Из нее следует, что самая высокая величина магнитной восприимчивости k_0 наблюдалась у кимберлитов Кепинской группы диаграмм (до $2449 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ), а самая низкая ($1,0 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ) — у кимберлитов трубки Л Золотицкого поля с глубоких горизонтов (до 696 м). Такое же соотношение наблюдается и для величин I_n , I_S , I_{rS} . Значения указанных параметров у кимберлитов Якутии гораздо выше, чем у кимберлитов севера европейской части СССР. Величины фактора Q_n у всех кимберлитов низкие, при этом у кимберлитов Архангельской провинции они меняются от 0,07 до 4,4, а у кимберлитов Якутии — от 0,1 до 10,0. Параметры магнитной вязкости S_{vE} и S_{v0} у кимберлитов Архангельской провинции достаточно высокие (до 22,5 Э), а у некоторых из них — аномально высокие (верхние горизонты трубки Л (до 200 м) и трубка Верхотина Ан-401). Их значения достигают 100–135 Э. Максимальные величины S_{vE} и S_{v0} у кимберлитов Якутии не превышали 35 Э. Самой высокой коэрцитивностью обладают кимберлиты верхних горизонтов трубки Л Золотицкого поля (H_{CR} до 4,5 кЭ). Кроме того, среди кимберлитов Архангельской провинции встречены образцы пород с достаточно высокими значениями H_{CR} : до 1,8 кЭ у кимберлитов Кепинской группы тел и трубки Верхотина (Ан-401) из верхних горизонтов (до 2,5 кЭ). Кимберлиты из трубок А и Пи Золотицкого поля и трубки Верхотина (Ан-401) с более глубоких горизонтов имеют H_{CR} от 140 до 410 Э. Промежуточное положение по коэрцитивности занимают кимберлиты из глубоких горизонтов трубки Л Золотицкого поля (H_{CR} от 350 до 800 Э). Максимальные величины остаточной-коэрцитивной силы H_{CR} (до 710 Э) отмечены у кимберлитов Якутии из трубки Ленинградская, где процессы окисления развиты наиболее сильно. Следует отметить, что в кимберлитах Якутии ксенолиты вмещающих трубку осадочных пород практически не содержат тонкодисперсного гематита, а поэтому аномально высоких значений H_{CR} для слагающих трубку пород среди кимберлитов Якутии не встречено. Напротив, тонкодисперсный гематит и маггемит — типичные минералы вмещающих пород для трубок Архангельской кимберлитовой провинции. Присутствие в больших количествах ксенолитов осадочных пород, особенно в верхних горизонтах и по периферии трубчатых тел — причина возрастания параметров коэрцитивности для кимберлитовых пород севера европейской части СССР.

Величины точек Кюри имеют большой разброс и находятся в пределах 340–675°С для кимберлитов Архангельской провинции и в несколько более узкой области у кимберлитов Якутии (365–645°С). Это свидетельствует о сложном составе ферримангнитной фракции кимберлитов. Минералы, имеющие точки Кюри в низкотемпературной области $T_c < 0^\circ\text{C}$, не вносят заметного вклада в магнетизм кимберлитов при $T > 0^\circ\text{C}$.

Заключение. 1. Магнетизм кимберлитов севера европейской части СССР определяется разнообразным набором ферримангнитных минералов, причем продуктивные трубки содержат в основном гомогенные зерна хромшпинелидов. Слабопродуктивные трубки характеризуются зернами сложного состава, они имеют зональное строение, причем зоны представлены ферришпинелидами с различным содержанием железа и ионов других элементов (Cr, Al, Mg, Mn, Ti) либо ферришпинелидами с нестехиометричностью состава, обусловленной их окислением, а непродуктивные – в основном содержат титаномagnetит с малым содержанием Ti.

2. Обнаружено различие в форме кривых $I_S(T)$ кимберлитов из разных по продуктивности трубок. Это различие может быть использовано для экспрессной косвенной оценки алмазоносности кимберлитовых тел на поисково-оценочной стадии.

3. Обнаружено аномальное поведение кривых парциальной термоостаточной намагниченности $I_{r,T}$ у кимберлитовой брекчии одной из трубок Архангельской провинции, ферримангнитная фракция которой содержит зерна с неравновесным состоянием твердых растворов. По-видимому, такое поведение кривых связано с распадом твердого раствора и образованием двух магнетовзаимодействующих фаз с разными точками Кюри.

Список литературы

1. Бродская С.Ю., Гоньшакова В.И., Илупин И.П. Магнетизм кимберлитов Якутии и Приазовья // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 11. С. 82–87.
2. Трухин В.И., Жильева В.А., Катеренчук А.В. и др. Магнетизм пород из кимберлитовых трубок Якутии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 9. С. 57–70.
3. Трухин В.И., Жильева В.А., Семенов Д.И. и др. Самообращение термоостаточной намагниченности горных пород кимберлитовых трубок Якутии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 11. С. 78–89.
4. Жильева В.А., Зинчук Н.Н., Катеренчук А.В. и др. Особенности кимберлитов трубки Удачная. М.: ВИНТИ, 1985. № 7891 В. 20 с.
5. Трухин В.И., Караевский С.Х. Особенности образования и свойства немагнитности антипараллельной намагничивающему полю в кимберлитах: Препринт № 19/1985. М.: МГУ, 1985. 5 с.
6. Гаранин В.К., Жильева В.А., Кудрявцева Г.П. и др. Влияние минералогических факторов на магнетизм кимберлитовых пород из Далдыно-Алаkitского района Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11. С. 82–101.
7. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А. Термомагнитный экспресс-анализ изучения кимберлитов и оценки их продуктивности // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1987. Вып. 4, № 2. С. 41–49.
8. Трухин В.И., Жильева В.А., Зинчук Н.Н., Романов Н.Н. Магнетизм кимберлитов и траппов. М.: Изд-во МГУ, 1989. 165 с.
9. Бродская С.Ю., Шаронова З.В., Геншафт Ю.С. и др. Температуры вторичных геологических процессов в кимберлитах Якутии по магнитным данным // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 1. С. 52–70.
10. Haggerty S.E., Hargraves R.B., Tompkins L.A. Oxide mineralogy and magnetic properties of the koidu kimberlite complex, Sierra Leone. West Africa // Geophys. J. Inter. 1990. V. 100. P. 275–283.
11. Toft R.B., Haggerty S.E. The remanent and induced magnetisation model MAGSAT vector anomalies over the West African craton. // Geophys. Res. Lett. 1986. V. 13. P. 341–344.
12. Hargraves R.B., Onstott T.C. Paleomagnetic result from some Southern African kimberlites and their tectonic significance // Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 3587–3596.
13. Mc Fadden P.L.A. Paleomagnetic determination of the emplacement temperature of some South African kimberlites // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1977. V. 50. P. 587–604.
14. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфуни А.С. и др. Включения в алмазе и алмазоносные породы. М.: Изд-во МГУ, 1990. 284 с.
15. Вержак В.В., Веричев Е.М., Гаранин В.К. и др. Геологическое строение, минералогические и петрологические особенности кимберлитов севера европейской части СССР // Методы прогноза и поисков алмаза на юге Восточной Сибири. Иркутск, 1990. С. 94–96.

16. *Garanin V.K., Zhiljaeva V.A., Kudrjavseva G.P. et al.* Mineralogy of ferrimagnetic oxides and magnetic properties of kimberlites and lamproites // The 15th General meeting of the International mineralogical association Abstracts. Beijing China, 1990. V. 1. С. 30.
17. *Бураков К.С.* Магнитный кольцевой модулятор // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. № 3. С. 116–117.
18. *Буров Б.В., Нургалеев Д.К., Ясонов П.Г.* Коэрцитивный спектрометр. А.с. № 2829567/18–21. 30.07.81. Бюлл. № 28. 3 с.
19. *Бураков К.С.* Термомагнитометр // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 5. С. 92–96.
20. *Белов К.П., Горяга А.Н., Аннаев Р.Р. и др.* Об аномальном поведении магнитных свойств феррита-хромита FeCoCrO_2 // Физика твердого тела. 1989. Т. 31. № 5. С. 117–122.
21. *Brewster D., O'Reilly W.* Magnetic properties of synthetic analogues of the altered of igneous rocks // Geophys. J. 1988. V. 95. N. 2. P. 421–432.
22. *Рудашевский Н.С.* Проявление твердофазных процессов диффузии катионов в оливине и хромшпинелиде в породах ультрамафических формаций // Геология и геофизика. 1989. № 9. С. 80–89.
23. *Васильева В.Р., Гарагин В.К., Кудрявцева Г.П. и др.* Зависимость степени сохранности кристаллов алмаза от геолого-структурных и физикохимических условий становления кимберлитовых тел (на примере севера европейской части СССР). – Деп. в ВИНТИ. № 691–В91.
24. *Трухин В.И.* О возможности определения первичной остаточной намагниченности в изверженных горных породах // Кора и верхняя мантия Земли. М.: Изд-во МГУ, 1975. Вып. 2. С. 208–214.
25. *Readman P.W., J'Reilly W.* Magnetic properties of oxides cationdeficient titanomagnetites // J. Geomagn. Geoelectr. 1972. V. 21. № 1. P. 69–90.
26. *Жилева В.А., Колесников Л.В., Петрова Г.Н.* О частичном самообращении термоостаточной намагниченности у природных ферримангнетиков ряда $\text{FeFe}_2\text{O}_4\text{--Fe}_3\text{TiO}_4\text{--Mg}_2\text{TiO}_2$ // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 20. С. 59–71.
27. *Haggerty S.E.* The chemistry and genesis of minerals in kimberlites // Phys. chem. Earth. 1975. V. 9. P. 295–307.

МГУ им. М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию
26.12.90