

## САМОРОДНОЕ ЖЕЛЕЗО НА ЗЕМЛЕ И В КОСМОСЕ

© 2017 г. Д. М. Печерский<sup>1</sup>, Д. М. Кузина<sup>2</sup>, Г. П. Марков<sup>1, \*</sup>, В. А. Цельмович<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

<sup>2</sup>Казанский федеральный университет, г. Казань

<sup>3</sup>Геофизическая обсерватория “Борок”, филиал ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, п. Борок, Ярославская область

\*E-mail: gmarkov@yandex.ru

Поступила в редакцию 25.05.2016 г.

Проведены термомагнитные и микрозондовые исследования самородного железа в земных верхне-мантийных гипербазитах (ксенолиты в базальтах), Сибирских траппах, океанских базальтах. Результаты сравниваются с ранее полученными результатами исследования самородного железа из осадков и метеоритов. Установлено, что частицы самородного железа в земных породах близки по составу, форме и размеру зерен, как между собой, так и с частицами железа внеземного происхождения из осадков и метеоритов, что говорит о сходстве источников образования таких частиц, т.е. о сходстве земных условий с условиями на материнских телах метеоритов. Это сходство, по-видимому, связано с однородностью газово-пылевого облака на ранней стадии существования Солнечной системы. Предполагается, что преобладание чистого самородного железа в осадках обусловлено тем, что в межпланетную пыль попадает, в основном, материал верхней мантии планет — источников пыли, тогда как материал нижней мантии и ядра планет попадает на Землю преимущественно в виде метеоритов. Предлагается модель строения планет Солнечной системы с точки зрения распространения в них самородного железа и FeNi сплавов.

*Ключевые слова:* термомагнитный анализ, микрозондовый анализ, железо, никель

**DOI:** 10.7868/S0002333717030085

### ВВЕДЕНИЕ

“По существу сейчас становится все более очевидным, что ни один по-настоящему глубокий и принципиальный вопрос, касающийся строения и развития Земли, не может быть решен без привлечения данных о Луне и планетах, метеоритах и астероидах, полученных в последнее время”

В.Н. Жарков

“Внутреннее строение Земли планет”

В результате многолетних исследований [Печерский и др., 2006; 2008; 2009; 2011; 2012; 2013а; 2013б; 2013в; Pechersky, 2010; Печерский, 2012; Печерский, Шаронова, 2012; 2013; Печерский, Кузина, 2015; Печерский и др., 2015] установлено, что среди частиц самородного железа преобладают такие, в которых не содержится никель. Одно из возможных объяснений: безникелевые частицы самородного железа произошли из земных широко распространенных верхнемантийных и коровых пород, таких как базальты, слагающие дно океана, и траппы, покрывающие значительные площади континентов, как результат их извержений, разноса пепла и/или эрозии. Проверке

этой возможности посвящена настоящая статья, в которой приведены результаты термомагнитных и микрозондовых исследований образцов земных пород:

1) верхнемантийные гипербазиты, вынесенные на поверхность Земли в виде ксенолитов базальтовыми лавами, в частности, ксенолиты гипербазитов из лав Антарктиды, Монголии, Приморья (Дальний Восток России), Сири, Шпицбергена (коллекции А. Салтыковского) и Витимского плато (коллекция И. Ащепова) (табл. 1),

2) траппы Ангарской, Маймеча-Котуйской и Норильской провинций (коллекция А. Латышева) (табл. 2),

3) океанские базальты, образующие ложе Атлантического, Тихого и Индийского океанов, Красного моря (коллекции В. Матвеевкова и С. Силантьева) (табл. 3).

Эти результаты сравниваются с ранее полученными данными для осадков и метеоритов (табл. 4, табл. 5).

Предварительно отметим, что такие объекты как метеориты, астероиды, межпланетная пыль, вслед за рядом исследователей мы называем *внеземными (extraterrestrial)*, а не *космическими*, так как понятие

Таблица 1. Данные ТМА. Образцы ксенолитов гипербазитов

Образец	Место	$M_{20}$	$M_{800}$	$T_c$ (ТМ)	$T_c$ (МТ)	$T_c$ (Fe)	$C$ (Fe)
Д710	Сирия, в. Тель-Данун	0.068	0.0143	270Н(16)	620(32)	780?	0.0003
Д5-91	»	0.052	0.0071	250(6)	590(65)		
63Д-8	»	0.14	0.0105	260(10)	615(85)		
Д701	»	0.065	0.0142		620(25)		
№ 7	Сирия, в. Мтан	0.099	0.0145	390(19)	580(40)		
А-10	Сирия, в. Аль-Ашамир	1.6	0.0224		600(95)	760	0.0009
СВ-336	Россия, в. Сорочинский	0.064	0.015	240Н(16)	630?	755	0.0005
ХВ-36	»	0.065	0.0158	280Н(15)	620	750?	0.0003
СВ-501	»	0.092	0.0155	190Н(30)			
СВ-399	»	0.074	0.017	220(13)380?	620Н?	750	0.0005
СВ-420	»	0.063	0.0146		620Н?		
СВ-415-	»	0.07	0.0165	250Н(12)	610(30)		
СВ-416	»	0.065	0.0155		630(38)		
СВ-469	»	0.068	0.0158		630(34)		
СВ-383	»	0.064	0.016		640?(23)		
СВ-380	»	0.068	0.014	300Н(15)	620(32)		
СВ-440	»	0.135	0.017	220(15)	530(30)		
СВ-462	»	0.082	0.0167	200Н(16)	600?(10)	770	0.003
СВ-500	»	0.061	0.0152				
СВ-131	»	0.064	0.015	240Н(12)	630(20)		
СВ-6	»	0.23	0.0163	235(17)	580(50)	760	0.0005
СВ-1	»	0.075	0.0157	280Н(10)	630(40)		
321-13	СЗ Шпицберген	0.068	0.016	300Н(15)	600?(9)		
АЕ-2/10	Антарктида	0.056	0.014	280Н(11)			
М210	Монголия, в. Дариганга	0.068	0.0157		580(25)		
М115	»	0.161	0.015		590(90)		
М293	»	0.077	0.0165		600(35)		
М293а	»	0.237	0.0127		605(90)		
МШЦл	»	0.06	0.0145		610Н?(17)		
М697д	Монголия, в. Сэнджийтэн	0.072	0.0156	400?(14)	630(24)		
М688	»	0.099	0.0127	250?(4)	600(90)		
ВМ-1	В. Монголия, в. Ачатыйн	0.111	0.03		600?(4)		
ВМ-2	»	0.086	0.019		610(8)		
ВМ-3	»	0.133	0.032		600(7)	745	0.0018
М107	»	0.069	0.0146		610(25)		
МШЦ	Монголия, в. Шаварын	0.167	0.03	230Н(9)	605(40)		
щ-1	Витимское плато	0.319	0.015		610(91)		
щ-3	»	0.084	0.013		600Н(64)		
щ-4	»	0.063	0.015	270Н(15)	590?(5)		
щ-5	»	0.08	0.0147	250Н?	550(37)	785?	0.0001
щ-6	»	0.064	0.0143	250Н(12)	600Н(31)		
щ-7	»	0.069	0.016	270Н(14)	620Н(15)		
щ-8	»	0.107	0.015	280(13)	575(50)		
щ-9	»	0.067	0.0157	280Н(18)	600Н(25)		
щ-10	»	0.062	0.0144	300Н(16)	600Н?		

Таблица 2. Данные ТМА. Образцы Сибирских траппов

Образец	Место	$M_{20}$	$M_{800}$	$T_c$ (ТМ)	$T_c$ (МТ)	$T_c$ (Fe)	$C$ (Fe)
А-17	Силл-1а	0.694	0.02		580(96)		
А-19	Силл-1а	0.151	0.012		570(90)	770	0.0009
А-22	Силл-1а	1.83	0.018		600(97)	750? 765	0.0007
Б-20	Силл-1б	1.08	0.017		600(80)		
Б-43	Силл-1б	0.99	0.021	430(20)	580(45). 645		
Б-46	Силл-1б	0.585	0.022	220(3)	585(70). 640	770?	0.0001
Б-53	Силл-1б	0.634	0.02		590(90)	720? 770	0.0014
В-373	Силл-2	0.0014	0.00002	250??	580(95)		
В-381	Силл-2	1.72	0.0227	400(10)	585(90)	770	0.0055
В-384	Силл-2	1.74	0.0247		595(95)	755 790	0.0023
Г-19-1	Поток № 19. м-15	0.153	0.0247		640(45)		
Г-19-2	Поток № 19. м-15	0.365	0.0266		620(80)		
Г-19-7	Поток № 19. м-15	0.295	0.025	150?	620(80)	755	0.0007
Д-27-1	Поток № 27. м-10	0.408	0.017	γ-пик 200	600(26) 650(70)		
Д-27-2	Поток № 27. м-10	0.321	0.017	γ-пик 200	650(90)		
Д-27-3	Поток № 27. м-10	0.421	0.017	γ-пик 200	595(40) 650(50)		
Д-27-4	Поток № 27. м-10	0.386	0.016		595(40) 645(50)		
Е-30-1	Поток № 30. м-20	0.133	0.019	250?	620(70)		
Е-30-4	Поток № 30. м-20	0.11	0.021		630(65)	720?	0.0006
Е-30-9	Поток № 30. м-20	0.114	0.02		640(70)		
Ж-38-4	Поток № 38. м-12	0.28	0.0146		655(95)		
Ж-38-6	Поток № 38. м-12	0.26	0.0158	γ-пик 200	650(90)		
Ж-38-8	Поток № 38. м-12	0.19	0.0176	γ-пик 200?	660(85)		
И-65	Поток м-2.5	0.111	0.023		600Н	755?	0.0007
К-195	Поток	5.17	0.024		605(95)	705 745	0.0013
Л-222	»	5.29	0.025		615(95)	710 760	0.0014
М-249	»	4.62	0.018		625(97)	745	0.0014
Н-743	»	1.77	0.014		600(97)	735 770	0.0002
П-747	»	2.6	0.0216		640(80)	770	0.0012
Р-765	»	2.75	0.0257		530(55)	735? 770?	0.0002
С-349	Поток м-10	1.11	0.0227		600(96)	765	0.0006
Т-20-3	Туф	0.053	0.014	140?	610Н		
Т-20-5	Туф	0.04	0.01	250?Н(8)	650		
Т-20-9	Туф	0.068	0.016	γ-пик 200?	610		
Ф-443	Поток м-4	0.106	0.0219	250Н	600(30)		
Х-506	Поток м-8	1.55	0.0146		580(96)	770Н	0.0007
Х-506-2	Поток м-8	2.5	0.014		610	735 785	0.0027

Таблица 3. Данные ТМА. Образцы океанских базальтов

Образец	Место	$M_{20}$	$M_{800}$	$T_c$ (ТМ)	$T_c$ (МТ)	$T_c$ (Fe)	C(Fe)
2ПД21-27	САХ, 22° S	0.125	0.0125		530(24)		
2ПД21-51	САХ, 22° S	0.139	0.0132	150(5)	545(11)		
2ПД48-3	САХ, 16°20' N	0.677	0.0151	270(90)	590	705	0.0002
16АВР6	САХ, 30°24' N	0.0661	0.0159	180Н(15)	600?	750	0.002
22L1066	САХ	0.386	0.026	400(9)	595(89)		
36L231	САХ, 17°55' N	0.413	0.014	280(40)	550(53)		
FR03-06	САХ, 15°05' N	0.185	0.0122		550(11)	770	0.0009
FR21-08	САХ, 15°37' N	1.58	0.0128	γ-пик	615(90)	755	0.0014
FR01-06	САХ, 15°06' N	0.0951	0.0143		590(50)		
2793-3	Хр. Рейкьянес, АО	0.274	0.0183		600?	765	0.018
2750-3	»	0.83	0.0179	300(92)	590(4)	710?	0.0005
2750-7	»	0.408	0.0137	275(83)	590?		
129-17	Мексиканский залив, АО	0.0666	0.0167	280Н(25)	600(30)	760?	0.0005
23М1907	Импер. хребет. ТО. 37°52'	0.621	0.0161	190(3)	605(81)	705	0.0015
23М1912	поднятие Хесса. ТО. 33°	0.0864	0.01	90??	600(12)		
65-5	ВТП. 21° N	0.106	0.0163	210Н(34)	560?	775	0.001
1923	ВТП	0.107	0.0103	170(17)	640(16)	770	0.0005
4010	Разлом Мендосино. ТО	1.02	0.007		650(90)		
М1-36-2	Гора Аф. Никитина. ИО	0.0543	0.007		600(18)	745	0.0007
П57	Красное море	0.2	0.0139		560(42)		
П72-4	»	0.802	0.0169	310	580		

Примечание к таблицам 1–3: САХ – Срединный Атлантический хребет, АО – Атлантический океан, ТО – Тихий океан, ВТП – Восточно-Тихоокеанское поднятие, ИО – Индийский океан; для траппов (табл. 2) указана мощность тел;  $M_{20}$ ,  $M_{800}$  – удельная намагниченность образца, измеренная при 20°C (до нагрева) и при 800°C соответственно, Ам<sup>2</sup>/кг; Н – гиперболическая форма кривой  $M(T)$  (отражает суммарное содержание железа в образце); γ-пик – пик на кривой  $M(T)$  в районе 200°C – признак присутствия магнетита;  $T_c$  – точка Кюри магнитного минерала (в скобках его процентная доля в величине  $M_{20}$ ); ? – неуверенное определение; ТМ – титаномагнетит, МТ – магнетит (при  $T_c > 600^\circ\text{C}$  – катион-дефицитный магнетит); Fe – самородное железо; C(Fe) – концентрация самородного железа в образце, мас. %.

**космические** не вполне корректно, оно относится также и к Земле, как космическому телу.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика исследований включала в себя термомангнитный (ТМА) и микрозондовый (МЗА) анализы. ТМА проводился в Палеомагнитной лаборатории Казанского федерального университета и представлял собой непрерывное измерение с помощью изготовленных в этой лаборатории экспресс-весов Кюри магнитного момента образца в магнитном поле 400 мТ в зависимости от температуры при нагреве в воздухе от комнатной температуры до 800°C со скоростью 100°C/мин.

Подчеркнем, что на сегодня ТМА – это единственный метод быстрой и массовой оценки концентрации магнитных минералов без их извлече-

ния из горной породы. Точность определения точки Кюри 5–10°C, чувствительность экспресс-весов Кюри по магнитному моменту  $3 \times 10^{-8}$  Ам<sup>2</sup>. При массе измеряемой пробы ~100 мг чувствительность прибора по удельной намагниченности будет порядка  $3 \times 10^{-4}$  Ам<sup>2</sup>/кг, а нижний предел измерения концентрации, например, чистого железа, у которого удельная намагниченность насыщения равна 217.5 Ам<sup>2</sup>/кг, будет составлять примерно  $(3 \times 10^{-4}/217.5) \times 100\% = 10^{-4}\%$ .

Для оценки концентрации магнитного минерала в образце от каждой точки Кюри до комнатной температуры строилась термомангнитная кривая Q-типа. Разность между полученной таким образом величиной намагниченности при комнатной температуре и величиной исходной намагниченности образца есть величина удельной намагниченности насыщения минерала с данной

**Таблица 4.** Число частиц самородного железа разного состава, FeNi сплавов и никеля в различных объектах

	<i>n</i>	$\Sigma$	Fe	Si	Al	Ti	Cr	Mg	др.	FeNi	Ni
Осадки:											
сумма	105	552	388	270	108	29	102	53	39	99	65
%			70	49	20	5	18	10	7	18	12
Гипербазиты:											
сумма	16	166	128	80	25	23	21	53	10	23	16
%			77	48	15	14	13	32	6	14	10
Витим	3	28	27	21	4	5	8	7	0	1	0
Монголия	2	22	14	5	5	0	0	4	0	2	6
Приморье	7	72	57	36	10	14	7	24	9	10	5
Сирия	3	33	23	11	6	5	6	16	1	5	5
Антарктида	1	11	6	7	0	0	1	2	0	5	0
Траппы:											
сумма	21	72	62	40	12	5	12	14	21	1	9
%			86	55	17	7	17	19	29	1.4	12
Ангара	6	23	22	15	7	3	3	3	6	0	1
Маймеча	11	33	26	14	3	2	8	7	12	1	6
Норильск	2	7	5	6	0	0	3	2	2	0	2
Слой туфа	1	9	9	5	0	0	0	0	1	0	0
Океанские базальты:											
сумма	14	79	67	29	28	10	19	8	33	8	4
%			85	38	35	13	24	10	42	10	5
Метеориты:											
сумма	44	896	68	50	34	0	2	18	18	823	5
%			8	6	4	0	0.2	2	2	92	0.6

Примечание: *n* – число образцов в данной группе пород;  $\Sigma$  – общее число измеренных частиц самородного железа и никеля (Fe + FeNi + Ni) в данной группе пород; Fe – число частиц самородного железа, не содержащих никеля; Si, Al, Ti, Cr, Mg – число частиц железа, содержащих один из перечисленных элементов; др. – число частиц железа, содержащих другие элементы-примеси (Mn, P, S и др.); FeNi – число частиц FeNi сплавов и сплавов более сложного состава; Ni – число частиц самородного никеля; % – процентная доля числа частиц железа, содержащих примеси разных элементов по отношению к  $\Sigma$ .

точкой Кюри. Отношение полученной величины удельной намагниченности к известной удельной намагниченности насыщения данного минерала есть содержание данного минерала в образце. При этом точность оценки концентрации магнитного минерала при ТМА невысока (не менее 10%), но это не играет принципиальной роли на фоне колебаний концентраций магнитных минералов в изученных породах на несколько порядков. Недостатки в точности ТМА компенсируются простотой подготовки проб, простотой самого метода ТМА, быстротой получения данных.

МЗА и другие микроскопические исследования выполнены в Геофизической обсерватории “Борок” ИФЗ РАН на представительных образцах, отобранных по результатам ТМА, с помощью микрозонда “Тескан Вега II” с энергодисперсионным спектрометром. Отобранные для изучения на микрозонде образцы измельчались, диспергировались в ультразвуковой ванне и из них постоянным магнитом извлекалась магнитная фракция. МЗА

проводился при напряжении 20 кВ и токе 0.2 нА, размер луча зонда ~0.2 мкм, размер анализируемой области – 2 мкм.

Следует отметить, что в большинстве случаев данные МЗА и ТМА о составе магнитных минералов согласуются, но отмечаются заметные расхождения данных в обнаружении и концентрации самородного железа. Это связано с тем, что ТМА проводится на кусочке породы, а МЗА – на обогащенной магнитной фракции, и свидетельствует о неравномерном распределении частиц железа в образце. Возможно также, что это следствие попадания в магнитную фракцию высокожелезистого минерального концентрата.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОМАГНИТНОГО АНАЛИЗА

На рис. 1–рис. 2 и в табл. 1–табл. 3 приведены результаты ТМА земных пород – ксенолитов ги-

**Таблица 5.** Распространение частиц самородного железа, никеля и железо-никелевых сплавов в разрезе планет

Породы (оболочка планеты)	<i>n</i>	$\Sigma$	$\frac{\text{Fe}}{\%}$	$\frac{\text{FeNi}}{\%}$	$\frac{\text{Ni}}{\%}$	$\frac{(\text{Fe}, \text{Ni})_3\text{P}}{\%}$	Fe/FeNi
Траппы (кора)	21	73	$\frac{62}{85.0}$	$\frac{2}{2.7}$	$\frac{9}{12.3}$	$\frac{0}{0}$	31
Океанские базальты (кора и верхняя мантия)	14	79	$\frac{67}{84.9}$	$\frac{8}{10.1}$	$\frac{4}{5.0}$	$\frac{0}{0}$	8.4
Гипербазиты (ксенолиты) (верхняя мантия)	16	167	$\frac{128}{76.6}$	$\frac{23}{13.8}$	$\frac{16}{9.6}$	$\frac{0}{0}$	5.6
Осадки (верхняя мантия)	105	554	$\frac{388}{70.0}$	$\frac{99}{17.9}$	$\frac{65}{11.7}$	$\frac{2}{0.4}$	3.9
Метеориты каменные (нижняя мантия)	16	276	$\frac{34}{12.3}$	$\frac{232}{84.1}$	$\frac{4}{1.4}$	$\frac{6}{2.2}$	0.15
Метеориты железные и железокремниевые (ядро)	28	625	$\frac{68}{10.9}$	$\frac{466}{74.5}$	$\frac{1}{0.2}$	$\frac{90}{14.4}$	0.15

Примечание: *n* – число образцов в данной группе пород;  $\Sigma$  – общее число измеренных частиц самородного железа, никеля и FeNi сплавов в данной группе пород; Fe, FeNi, Ni, (Fe, Ni)<sub>3</sub>P – число частиц самородного железа, не содержащих никеля, камасита и других FeNi сплавов, самородного никеля и шрейберзита соответственно; Fe/FeNi – отношение числа частиц железа к числу частиц FeNi сплавов; % – процентное отношение Fe, FeNi, Ni, (Fe, Ni)<sub>3</sub>P к сумме  $\Sigma$ .

пербазитов, Сибирских траппов, океанских базальтов, осадков и метеоритов.

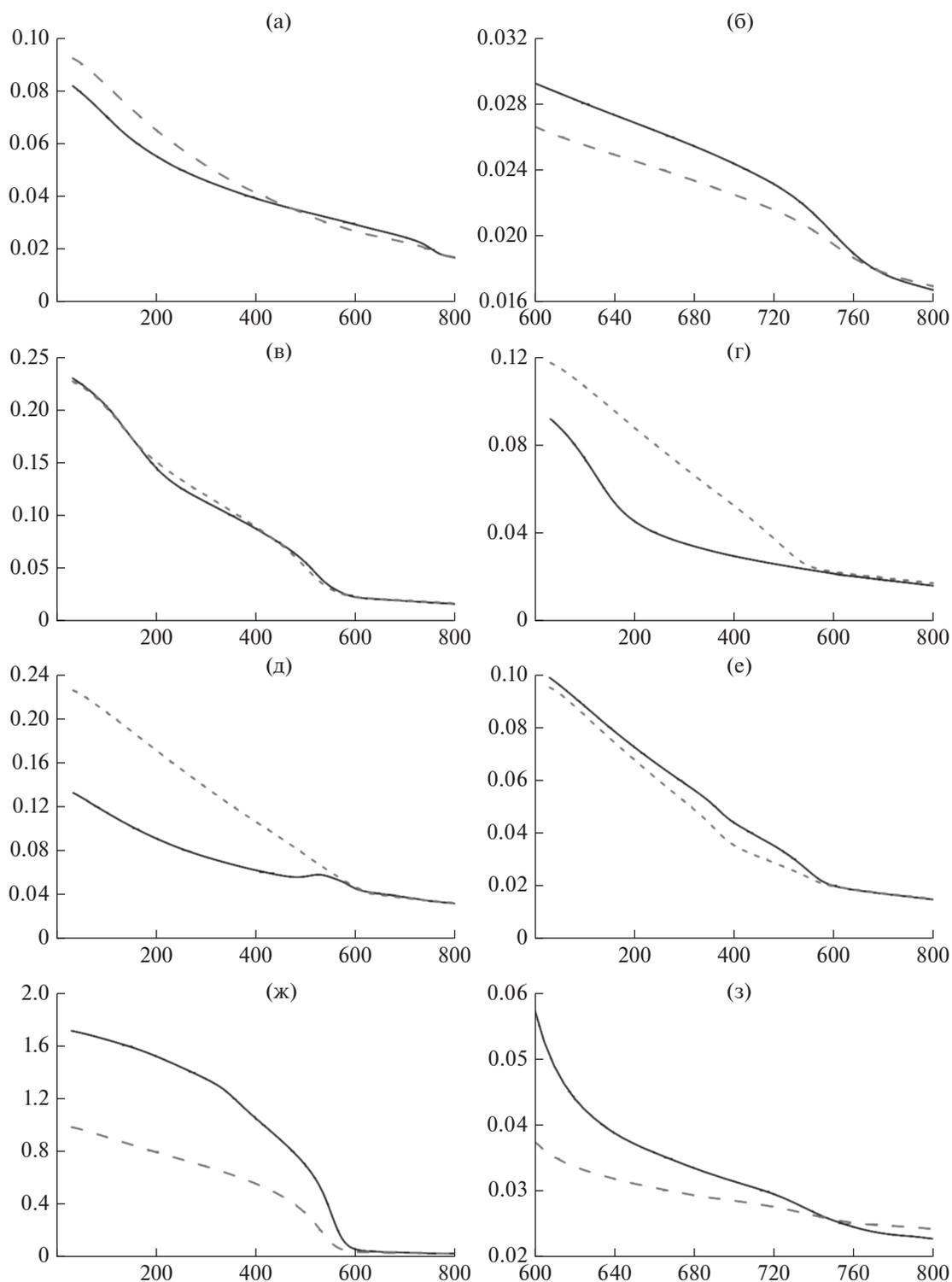
Для гипербазитов (ксенолитов) типична гиперболическая (*H*) кривая  $M(T)$  (рис. 1а, 1д), свидетельствующая о главном вкладе в намагниченность таких парамагнитных железосодержащих минералов, как оливин и пироксен. Концентрация в образцах гипербазитов магнетита и титаномагнетита, как правило, ниже 0.03%, что почти не сказывается на гиперболической форме кривой  $M(T)$ . Очень редки кривые  $M(T)$  параболической формы (*Q*-типа), которые отражают более высокое содержание титаномагнетита и магнетита (рис. 1ж). У магнетита часто  $T_c > 600^\circ\text{C}$  (табл. 1), что говорит о его однофазном окислении. Титаномагнетит имеет точки Кюри от 220 до 400°C (рис. 1а, 1в, 1г, табл. 1), что согласуется с составами титаномагнетита по данным МЗА (см. ниже раздел “Результаты МЗА”). Титаномагнетит не типичен для гипербазитов, его присутствие связано с “загрязнением” материала ксенолитов вмещающими их базальтами.

Из 50 измеренных образцов гипербазитов точки Кюри железа (рис. 1б, 1в, 1з, табл. 1) зафиксированы в 10 образцах (рис. 2б, табл. 1), что отличает эти породы от осадков, где частицы железа присутствуют практически повсеместно. Концентрация железа по данным ТМА варьирует от 0.0001 до 0.003% (табл. 1), среднее содержание железа по 10 образцам 0.0008%.

Для траппов картина данных ТМА несколько иная. Кривые  $M(T)$  все без исключения параболической формы (*Q*-типа) (см., например, рис. 1ж), что обычно для большинства типов базальтов и связано с повышенной концентрацией титаномаг-

нетитов и вторичных по ним магнетитов (табл. 2). Причем первичные титаномагнетиты в наших траппах сохранились только в 4 образцах, где их концентрация 0.06–0.3% (рис. 1ж, табл. 2). Магнетит присутствует во всех изученных образцах, его концентрация варьирует от 0.01 до 5%, среднее содержание ~2%. При этом, он часто заметно однофазно окислен, что видно и по  $T_c > 600^\circ\text{C}$ , и по  $\gamma$ -пику в районе 200°C (табл. 2), что характерно для магнетита. Как и в гипербазитах, распределение частиц железа в траппах неравномерное (табл. 2): чаще оно встречается в силах, однако есть потоки, в которых частицы железа при ТМА не обнаружены, как не обнаружены они и в туфах (табл. 2, образцы Т-20). Железо в траппах встречается заметно чаще, чем в гипербазитах, оно обнаружено в половине исследованных образцов (рис. 2в, табл. 2), его концентрация варьирует от 0.0001 до 0.0055%, среднее содержание для 18 образцов – 0.0012%. По точкам Кюри распределение практически аналогично гипербазитам (рис. 2а, 2б): среди зерен железа преобладает чистое и близкое к нему железо с  $T_c = 740\text{--}760^\circ\text{C}$  (рис. 2в, табл. 2).

Для океанских базальтов кривые  $M(T)$  отражают условия подводного излияния лав. Во-первых, для них характерна гиперболическая форма (рис. 1л, 1м), т.к. к моменту излияния лав в них еще не успели образоваться зерна титаномагнетита. Преобладают титаномагнетиты ( $T_c = 150\text{--}400^\circ\text{C}$ ) (см., например, рис. 1и), концентрация вторичного магнетита низкая, вплоть до его отсутствия (табл. 3), т.к. из-за быстрого остывания лавы титаномагнетит не успевает окислиться до маг-



**Рис. 1.** Примеры кривых ТМА (см. табл. 1–табл. 3). По оси абсцисс – температура  $T$ , °С, по оси ординат – магнитный момент  $M$ , Ам<sup>2</sup>, сплошная кривая – первый нагрев, пунктир – второй нагрев; (а), (б) – обр. СВ-462 ((а) – диапазон температур 20–800°С, (б) – высокотемпературный участок 600–800°С), (в) – обр. СВ-6, (г) – обр. СВ-501, (д) – обр. ВМ-3, (е) – обр. 7 (кривая  $Q$ -типа), (ж), (з) – обр. В-381 ((ж) – диапазон температур 20–800°С, (з) – высокотемпературный участок 600–800°С), (и), (к) – обр. 2793-3, типичная кривая  $M(T)$  для быстро остывающих лав базальтов на дне океана ((и) – термокривые в диапазоне температур 20–800°С, (к) – высокотемпературный участок кривых 500–800°С), (л) – обр. 129-17, базальтовое стекло, (м) – обр. 16АВР6-62, базальтовое стекло (кривая  $H$ -типа).

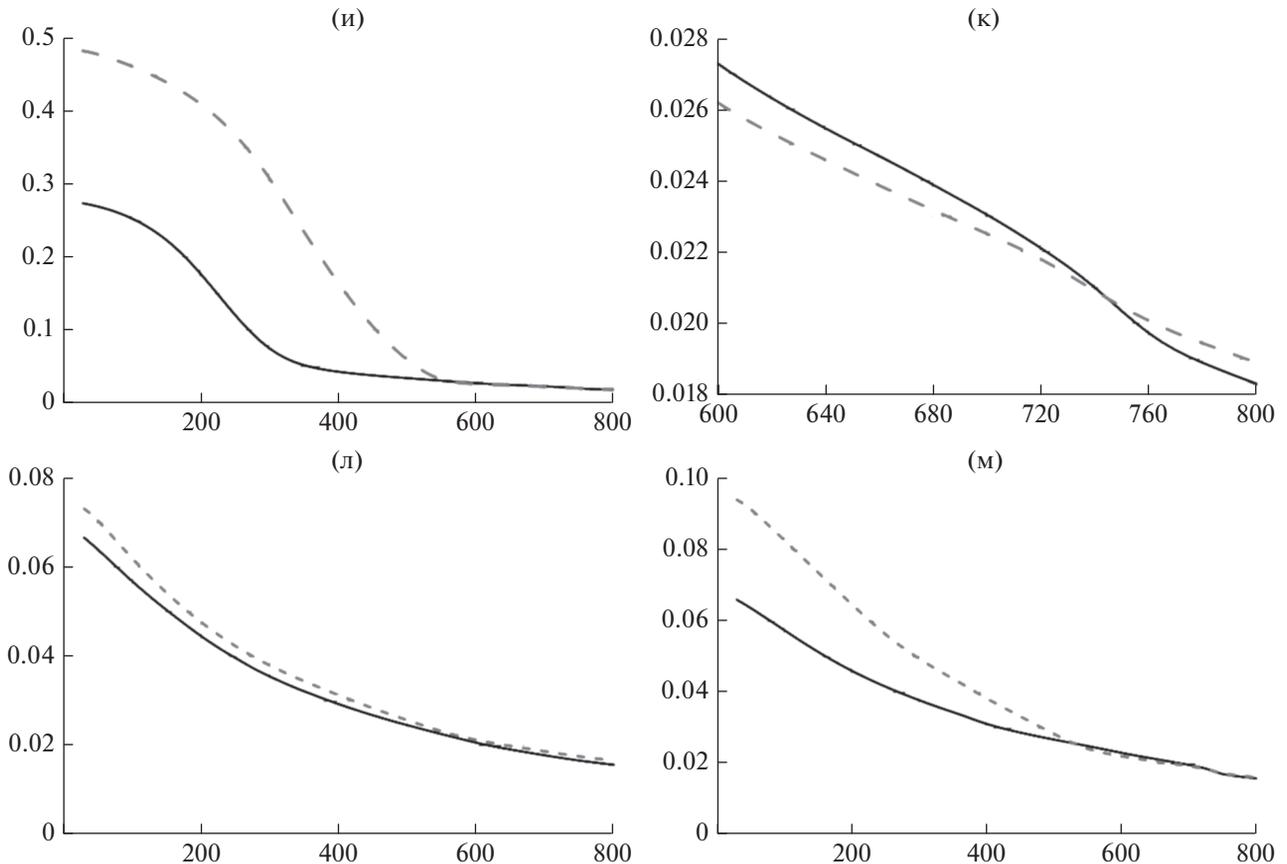


Рис. 1. Окончание.

нетита. Последнее характерно для медленно остывающих мощных лав, силлов и интрузивных тел (типичный пример – рис. 1ж). Магнетит часто однофазно окислен ( $T_c > 600^\circ\text{C}$ ). По условиям появления самородного железа, океанские базальты не отличаются от других земных магматических образований (рис. 2а–2в). Следовательно, частицы железа в них успевают образоваться до излияния лав, и условия их появления аналогичны траппам и гипербазитам. Частицы железа в океанских базальтах обнаружены, как и в траппах, в половине образцов, в них концентрация железа варьирует от 0.0002 до 0.018% (табл. 3), средняя концентрация 0.0009%. Распределение по точкам Кюри почти аналогично траппам и гипербазитам (рис. 2а–2в).

В осадках чаще, чем в гипербазитах, траппах и базальтах, встречаются частицы самородного железа с  $T_c = 730\text{--}760^\circ\text{C}$  (рис. 2г). Их доля заметно возрастает в метеоритах (рис. 2д). Распределение по точкам Кюри наиболее близкое у земных пород (ксенолитов, траппов и океанских базальтов) (рис. 2), но оно другое у метеоритов, т.е. у самородного железа внеземного происхождения. Гистограмма распределения железа в осадках как бы суммирует гистограммы земных пород и метеоритов: в ней четко вы-

ражен максимум чистого железа земных пород и растянутый интервал  $T_c = 730\text{--}760^\circ\text{C}$  метеоритов.

### РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОЗОНДОВОГО АНАЛИЗА

Основные результаты МЗА осадков, ксенолитов, траппов, океанских базальтов и метеоритов приведены в табл. 4, табл. 5 и на рис. 3–рис. 9, где сопоставлены составы, форма и размеры частиц самородного железа.

**Состав.** Основная масса частиц, по данным МЗА, относится к частицам чистого железа и железа с примесями кремния, алюминия, хрома и др., но не содержащего никеля: 70% – в осадках, 77% – в гипербазитах, 85% – в океанских базальтах, 86% – в траппах и только 8% – в метеоритах. Остальные 92% в метеоритах – это FeNi сплавы, содержащие от нескольких процентов до 50% и более никеля, шрейберзита и др. (табл. 4, табл. 5) (Печерский и др., 2012). Фиксируемые ТМА точки Кюри ниже  $770^\circ\text{C}$  можно объяснить присутствующими в частицах железа примесями. Например, 2% кремния снижают точку Кюри до  $750^\circ\text{C}$ , 4% – до  $720^\circ\text{C}$ ; 5% хрома – до  $750^\circ\text{C}$ , 10% – до  $728^\circ\text{C}$ ; 2% алюминия – до  $760^\circ\text{C}$  [Vozorth, 1951].

Примесь кремния в самородном железе самая распространенная, он обнаружен во всех изученных образцах: примерно в половине измеренных частиц самородного железа, не содержащего никеля (табл. 4): в осадках (рис. 3а), в гипербазитах (рис. 4а), в траппах (рис. 5а), в океанских базальтах (рис. 6а) и в каменных метеоритах (рис. 7а). Его концентрация широко варьирует, достигая 6% в осадках и 3–4% в ксенолитах, траппах и океанских базальтах, а распределение кремния, по-видимому, отражает захват зондом соседних силикатов, например, в виде тонкой пыли покрывающих продукты протолочки. Это подтверждается на примере МЗА каменных метеоритов, где можно сравнить анализ продуктов дробления и анализ шлифов. В первом случае примесь кремния в частицах самородного железа в среднем составляет 0.7% ( $N = 96$ ), при этом в половине частиц кремний не обнаружен, во втором случае в центральных частях зерен самородного железа среднее содержание кремния 0.1% ( $N = 14$ ), причем в 9 зернах кремний не обнаружен. В большинстве объектов прослеживаются моды, очевидно, отражающие изоморфную примесь кремния в частицах железа (рис. 3а, рис. 4а, рис. 5а, рис. 6а, рис. 7а), т.к. трудно предположить постоянство концентрации элемента, если он захвачен из соседнего зерна.

Концентрация алюминия достигает 3–4% в ксенолитах, океанских базальтах и метеоритах и 9% в осадках (рис. 3б, рис. 4б, рис. 5б, рис. 6б и рис. 7б). Между концентрациями кремния и алюминия наблюдается тесная корреляция, коэффициент корреляции  $r = 0.87$ , отражая тот факт, что заметная часть примеси алюминия также есть результат захвата соседних силикатов.

Концентрация хрома в частицах железа из осадков и базальтов, как океанских, так и траппов, с одной стороны, и в гипербазитах, с другой стороны, заметно различается. В осадках и базальтах примесь хрома образует две группы (рис. 3в, рис. 5в, рис. 6в): первая – 0.2–6%, вторая – 8–20%, вероятно, отражающие различные условия образования этих двух групп частиц. Для гипербазитов характерна только первая группа (рис. 4в). Железо метеоритов скорее относится к группе, в которой очень мало хрома (табл. 4). Среди частиц железа из океанских базальтов заметна примесь марганца (рис. 6г), концентрация его достигает 8–10%, и он обычно присутствует вместе с хромом.

Высокое число частиц, содержащих примеси титана и магния, в гипербазитах и базальтах (табл. 4), можно объяснить также “загрязнением” материала окружающими минералами, главным образом, силикатами. Об этом же свидетельствует, например, высокая концентрация титаномагнетита в ряде образцов гипербазитов, не свойственная мантийным гипербазитам (табл. 4).

По данным МЗА в ксенолитах гипербазитов обнаружено 43 зерна титаномагнетита, содержа-

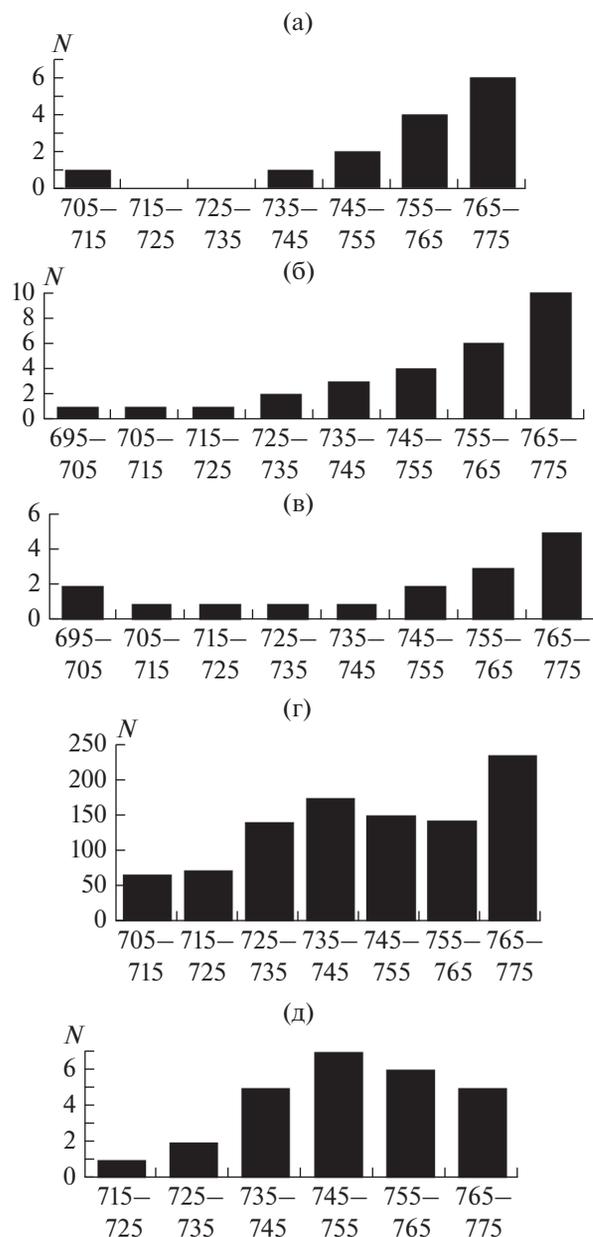
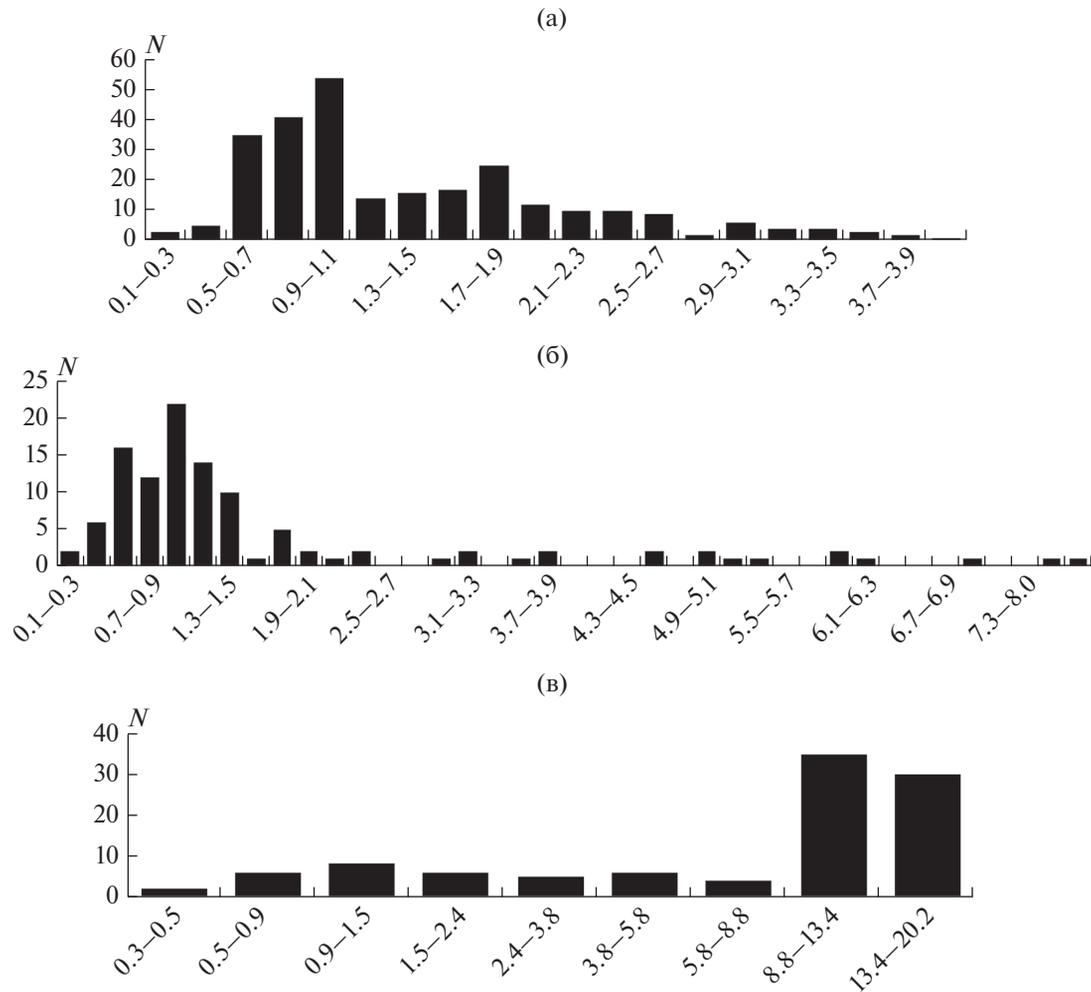


Рис. 2. Гистограммы распределения числа наблюдений  $N$  по точкам Кюри (в градусах Цельсия) самородного железа в гипербазитах (а), в траппах (б), в океанских базальтах (в), в осадках (г) и в метеоритах (д).

ние титана в них варьирует от 8 до 18%, среднее 12.5%. Данные МЗА подтверждаются данными ТМА (см. раздел “Результаты ТМА”). В траппах “загрязнение” заметно меньше: примесь титана встречена только в 7% зерен железа, хотя зерна титаномагнетита в породе присутствуют в заметных количествах. В траппах и океанских базальтах обнаружены многочисленные зерна титаномагнетита, содержание титана в них 7–17%, среднее в траппах 8.7%, в океанских базальтах – 10.5%. При этом, в траппах зерна титаномагнетита нередко относительно крупные, хорошей огранки, тогда как



**Рис. 3.** Распределение числа наблюдений  $N$  по концентрации (мас. %) примеси кремния (а), алюминия (б) и хрома (в) в частицах самородного железа, не содержащего никеля, из осадков. Данные МЗА.

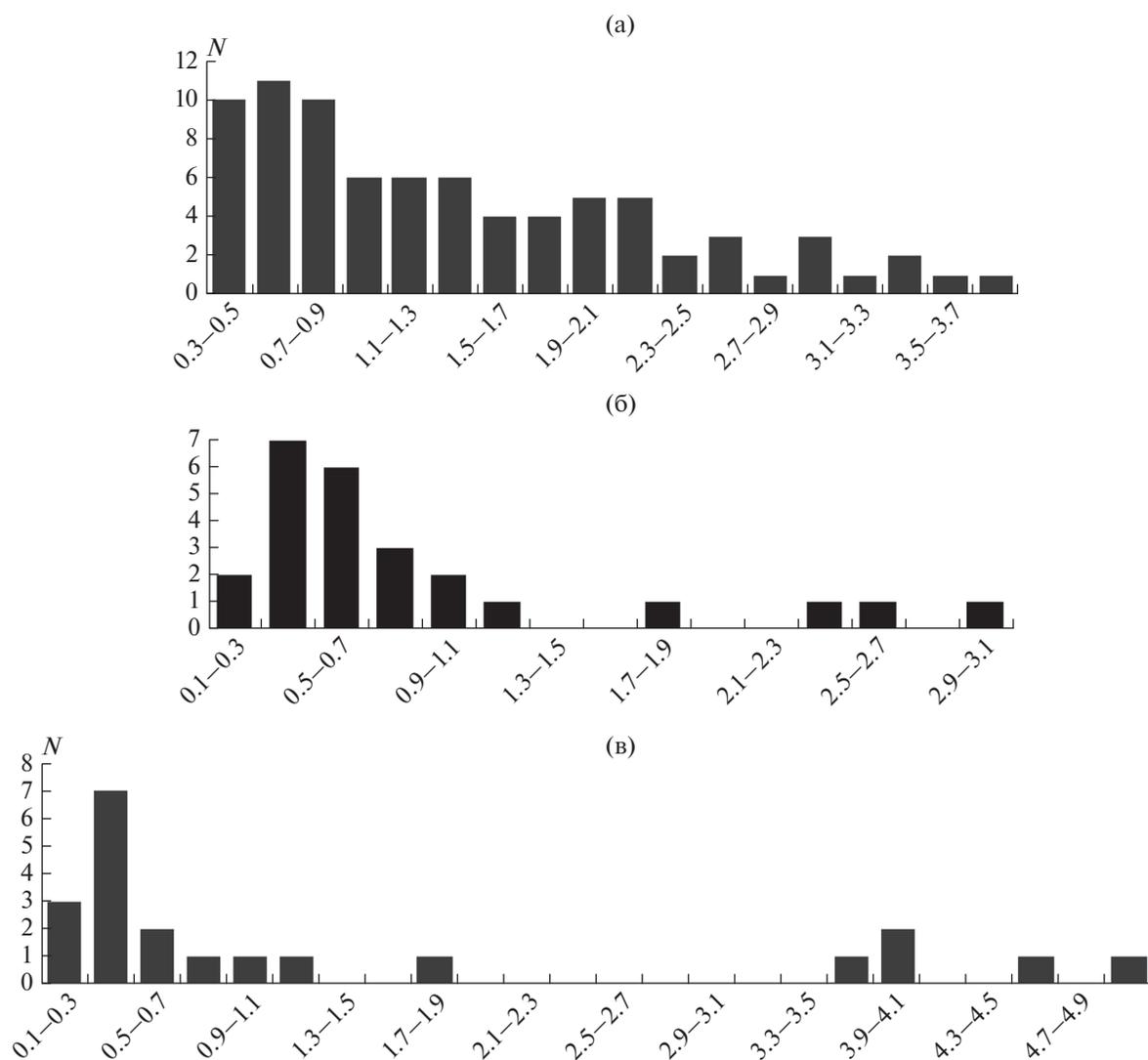
в океанских базальтах, как правило, наблюдаются скелетные формы зерен титаномагнетита, что свидетельствует об их кристаллизации при очень быстром остывании лавы, вплоть до преобладания вулканического стекла. Концентрация титана в частицах железа колеблется от 0.2 до 9%. Отметим, что титан не был обнаружен в железе из изученных образцов метеоритов (табл. 4, [Печерский и др., 2012]).

Таким образом, можно уверенно говорить об очень широком (глобальном) распространении частиц самородного железа, как чистого, так и содержащего различные примеси, но исключая никель и составы таких частиц железа сходны в осадках, гипербазитах, базальтах (как континентальных, так и океанских) и метеоритах.

**Форма и размер.** Подавляющее большинство частиц самородного железа в осадках, ксенолитах, траппах, океанских базальтах и метеоритах (рис. 8) имеют одну и ту же сложную конфигурацию: угловатые формы, стружки, спирали, денд-

риты и т.п., что, очевидно, отражает однообразные первично-магматические условия их образования, проще говоря – единое происхождение. И все они затем попадали в осадки. Чрезвычайно редки частицы самородного железа шарообразной формы [Корчагин, 2013], в частности, они образуют скопления очень ограниченного размера, как, например, в случае пограничного  $K/T$  слоя в отложениях Гамса [Grachev et al., 2009].

Сходство частиц самородного железа в осадках, в мантийных гипербазитах, в траппах и базальтах также выражается в идентичности гистограмм их распределений по размеру. На гистограммах виден широкий диапазон вариаций размера частиц самородного железа: от субмикронных до 300–600 мкм с одинаковой модой в интервале 10–20 мкм (рис. 9). Это относится к частицам самородного железа, содержащим и не содержащим примеси никеля. Преобладают частицы размером до 100 мкм. Такие размеры соответствуют взвешным частицам, которые большей частью со-



**Рис. 4.** Распределение числа наблюдений  $N$  по концентрации (мас. %) примеси кремния (а), алюминия (б) и хрома (в) в частицах самородного железа, не содержащего никеля, из ксенолитов гипербазитов. Данные МЗА.

храняются при прохождении через земную атмосферу, а частицы крупнее 100 мкм почти полностью сгорают [Флоренский, 1965].

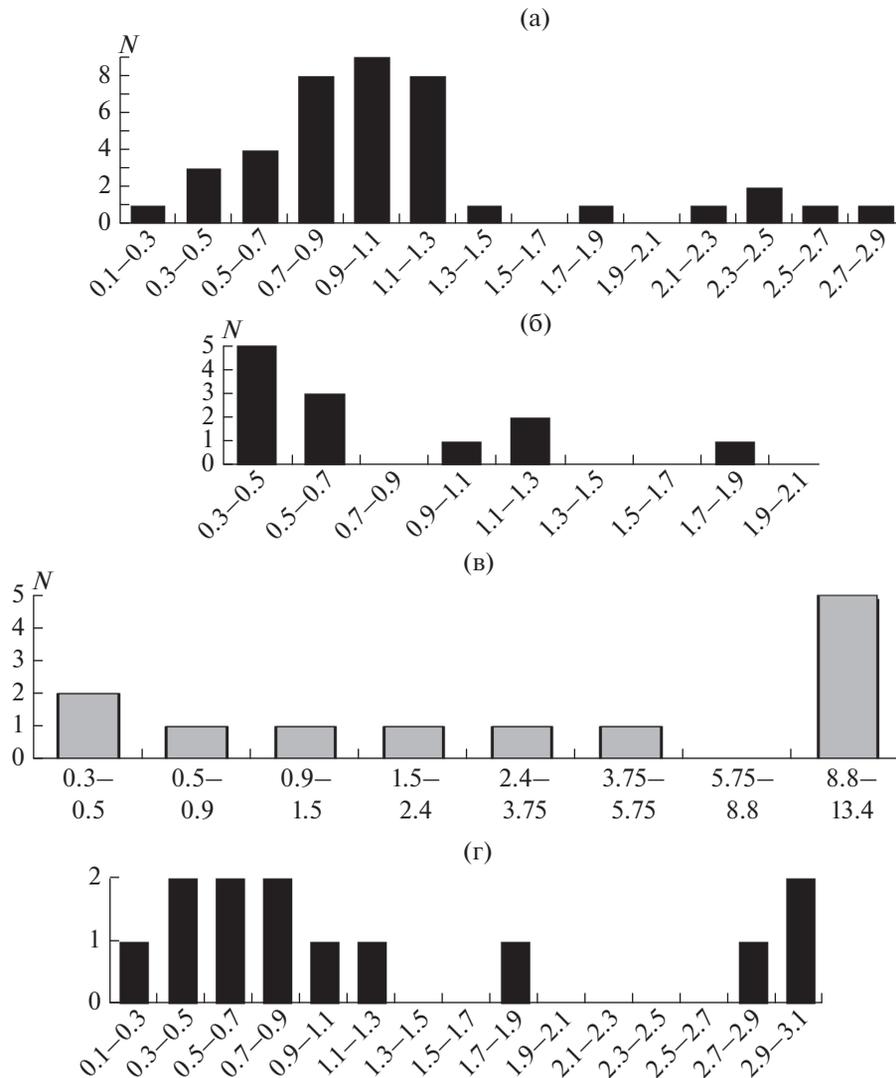
Есть объекты, где частицы железа без никеля в основном заметно крупнее, чем с никелем (например, Гималаи), и наоборот, частицы с никелем крупнее, чем частицы без никеля (например, Подолье). По-видимому, это связано с удаленностью объекта исследований от места падения метеорита. Распределение частиц FeNi сплавов и самородного никеля в осадках неравномерное, что также может быть связано с местами падения метеоритов [Корчагин, 2013; Печерский, Кузина, 2015].

Все выше изложенное относится исключительно к внеземным частицам, находящимся в осадках, и совершенно не объясняет аналогичного распределения в случае частиц железа заведомо земного происхождения (из мантии и коры). Очевидно, набор размеров частиц железа задан

условиями их образования в источнике — мантийных и коровых магматических породах, таких как гипербазиты (ксенолиты) и базальты (континентальные траппы и океанские базальты). Условия кристаллизации частиц самородного железа отражаются в “хвостах” гистограмм: наиболее крупные частицы встречаются в гипербазитах с характерной медленной кристаллизацией (рис. 9б), меньшие (до 100 мкм) относятся к быстро остывающим лавовым потокам (рис. 9в), подводным излияниям лавы (рис. 9г). В осадки же попадают все частицы, но крупные частицы, как говорилось выше, сгорают, прилетая из космоса в земную атмосферу (рис. 9а).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сходство составов, формы и размера частиц самородного железа, не содержащего никеля, в ги-



**Рис. 5.** Распределение числа наблюдений  $N$  по концентрации (мас. %) примеси кремния (а), алюминия (б), хрома (в), магния (г) в частицах самородного железа, не содержащего никеля, из траппов. Данные МЗА.

пербазитах (ксенолиты), траппах, океанских базальтах и осадках может говорить о земном происхождении таких частиц в осадках. Но против такого вывода свидетельствует совокупность статистических признаков распространения частиц самородного железа в осадках, однозначно демонстрирующих их преимущественно внеземное происхождение [Печерский, 2012; Печерский, Шаронова, 2012; 2013]:

1) широкое (глобальное) распространение частиц самородного железа в осадках в различных регионах мира, от четвертичного периода до кембрия, в осадках озер, морей и океанов, разной литологии и окислительно-восстановительных условий. Концентрация частиц широко варьирует — от отсутствия до 0.05%, в основном между  $10^{-5}$  и  $10^{-3}\%$ ;

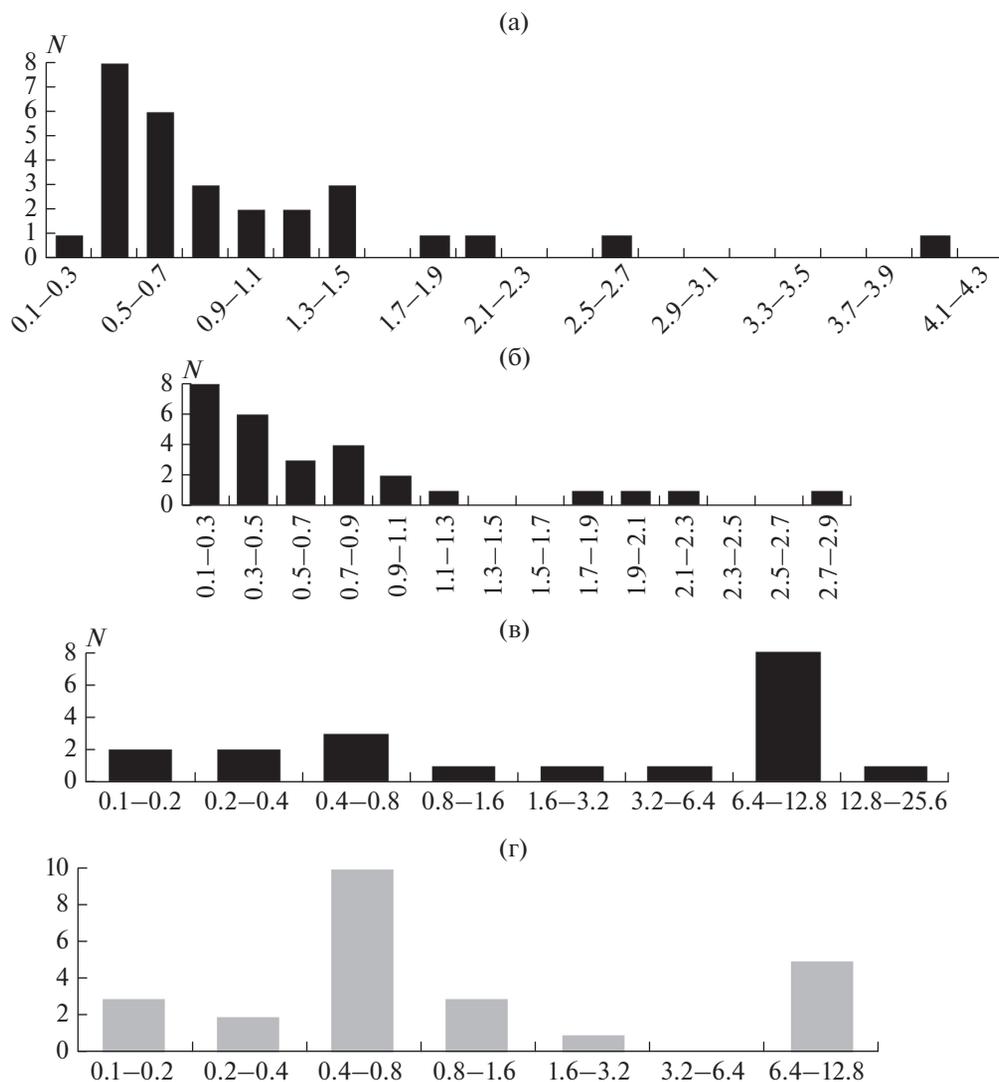
2) бимодальное распределение концентраций частиц самородного железа с обязательной “нулевой” группой, в которой частицы железа отсут-

ствуют, при этом “нулевая” группа относится к участкам осадка, куда не попали частицы самородного железа внеземного происхождения, количество которых ограничено (такое распределение не характерно для частиц земного происхождения);

3) отсутствие корреляции между концентрациями частиц самородного железа и земных магнитных минералов, например, магнетита; появление такой корреляции обязано земному происхождению частиц железа и/или переотложению внеземных частиц;

4) обратная зависимость концентрации частиц самородного железа от скорости осадконакопления; такая зависимость для земных частиц отсутствует;

5) преобладающий размер частиц (менее 100 мкм) соответствует внеземным частицам, которые сохраняются, проходя через земную атмо-



**Рис. 6.** Распределение числа наблюдений  $N$  по концентрации (мас. %) примеси кремния (а), алюминия (б), хрома (в), марганца (г) в частицах самородного железа, не содержащего никеля, из океанских базальтов. Данные МЗА.

сферу, тогда как для земных частиц нет верхнего ограничения размера.

Глобальное распространение частиц самородного железа, не содержащих примеси никеля, логично связать с межпланетной пылью. По современным представлениям (см., например, [McFadden et al., 2007; Encyclopedia Britanica, 2012]) межпланетная пыль (IPD), падающая на Землю, происходит из пояса астероидов, который располагается между Юпитером и Марсом. Она представляет собой каменную крошку, образовавшуюся в результате столкновения астероидов, комет и других тел.

Сходство самородного железа во всех исследованных объектах позволяет сделать вывод о том, что условия формирования разрушенных планет — источников межпланетной пыли были аналогичны

земным условиям, или, говоря шире — о подобии и строения, и состава таких планет и Земли.

Самородное железо без никеля, но с такими примесями как кремний, алюминий, магний, хром, можно связать с верхнемантийными и коровыми породами, а доля мантийных пород (каменные метеориты) в десятки раз превышает долю пород ядра (железные метеориты) [McFadden et al., 2007; Печерский и др., 2012]. Согласно петромагнитной модели Земли, в земной коре распространены титаномагнетиты и продукты их изменения — магнетиты, в верхней мантии горные породы практически немагнитны, т.е. концентрация магнитных минералов в них ниже чувствительности приборов, измеряющих намагниченность ( $\sim < 10^{-4}\%$ ) [Петромагнитная модель, 1994; Печерский и др., 2012]. Напомним, что среднее содержание титана в титаномагнетитах

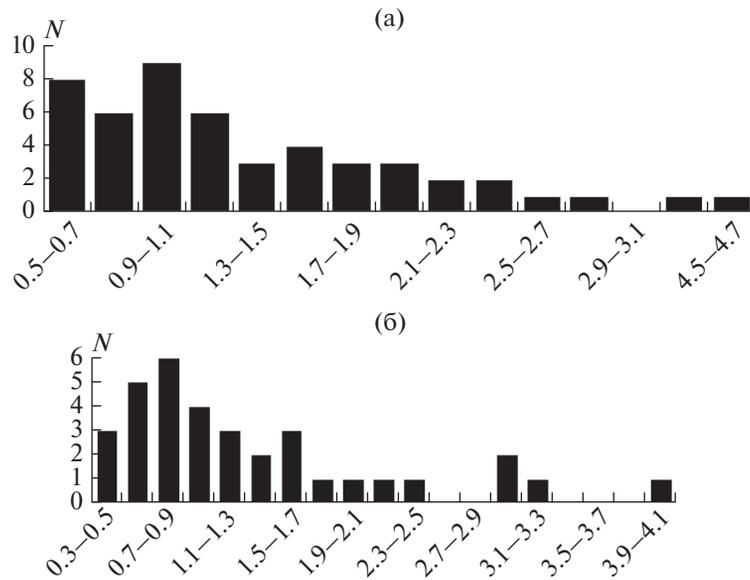


Рис. 7. Распределение числа наблюдений  $N$  по концентрации (мас. %) примеси кремния (а) и алюминия (б) в FeNi сплаве из каменных метеоритов. Данные МЗА.

траппов 8.7%, океанских базальтов 10.5%, в базальтах, содержащих ксенолиты гипербазитов, 12.5%. Такому содержанию титана соответствует глубина последнего равновесного состояния базальтовой магмы, т.е. ее очага, порядка 30–50 км [Печерский и др., 1975], что находится в пределах земной коры и верхов мантии.

По нашим данным (табл. 4, табл. 5, [Печерский и др., 2012]) отношение числа частиц самородного железа, не содержащего никеля (Fe), к числу частиц FeNi сплавов (Fe/FeNi) в траппах 31, в океанских базальтах 8.4. Аналогичная ситуация на Луне: в образцах, доставленных Аполло-11, 12, металлические частицы из вулканического стекла и базальтов, состоят по данным МЗА и ТМА из практически чистого железа, содержание никеля от нуля до менее 0.5%, гораздо реже до 20%, точки Кюри чаще всего близки к 770°C и много реже опускаются до 750°C [Doell et al., 1970; Helsley, 1971; Larochelle, Schwarz, 1970; Nagata et al., 1970; Reid et al., 1970; Runcorn et al., 1971; Strangway et al., 1970], отношение Fe/FeNi > 20. В гипербазитах (ксенолиты) отношение Fe/FeNi = 5.6; в каменных и железных метеоритах 0.15. В осадках это отношение равно 3.9 и занимает промежуточное положение между метеоритами и гипербазитами, но ближе к гипербазитам, т.е. к породам верхней мантии (табл. 5). Можно предположить, что в осадках накапливаются частицы самородного железа, в сумме отражающие отношение Fe/FeNi в верхней мантии планеты – источника межпланетной пыли.

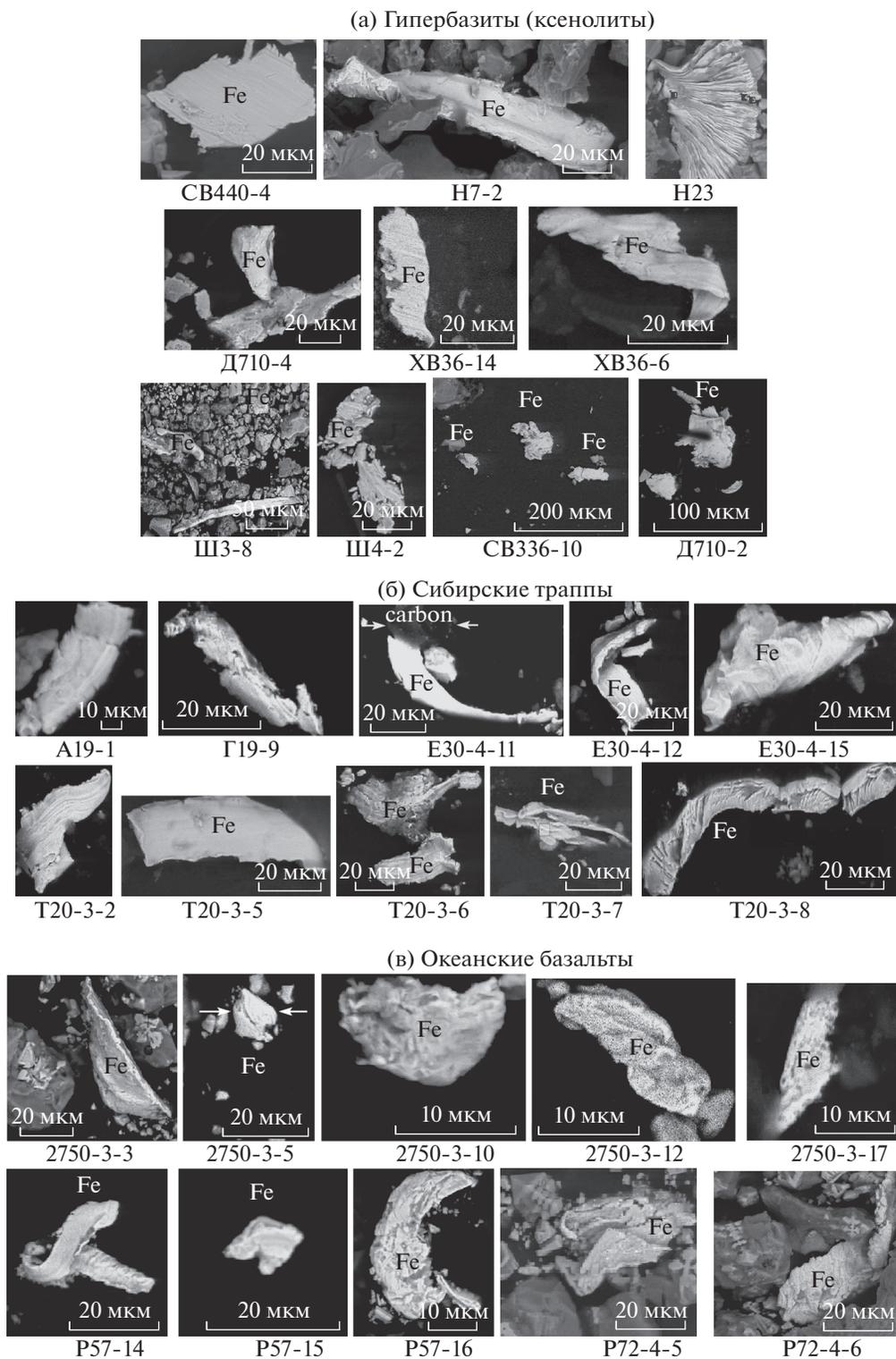
Отметим, что определение “каменные” метеориты довольно условно: так, по нашим данным отношение Fe/FeNi практически одинаково для образцов по петрологическим определениям ка-

менных и железных метеоритов (0.147 и 0.146). Близость отношений концентраций Fe и FeNi и присутствие шрейберзита в каменных и железных метеоритах свидетельствует об отсутствии резкой границы и плавном переходе между нижней мантией и ядром.

В изученных нами образцах каменных метеоритов концентрация Fe + FeNi сплавов равна 0.3–9%, средняя 2.4%, тогда как в гипербазитах и базальтах концентрация Fe + FeNi сплавов, очень редко достигает 0.01% (табл. 1–табл. 3). Следовательно, наши образцы каменных метеоритов относятся, вероятнее всего, к низам мантии. Сказанное подчеркивается и распределением шрейберзита: он типичен для железных метеоритов и практически отсутствует в гипербазитах (ксенолитах), в осадках, т.е. в породах верхней мантии [Печерский др., 2012; Печерский, Кузина, 2015].

Исходя из полученных данных, можно предположить, что материал верхней мантии планет легче разрушается, чем материал нижней мантии и ядра. Соответственно, в межпланетную пыль должен попадать, в первую очередь, материал верхней мантии. При этом в пределах верхней мантии видна тенденция уменьшения отношения Fe/FeNi от гипербазитов верхов мантии (Fe/FeNi = 5.6) до Fe/FeNi = 3.9 – всей верхней мантии. Материал же нижней мантии и ядра попадает на Землю, главным образом, в виде относительно крупных обломков метеоритов, в них Fe/FeNi = 0.145–0.147.

Следует отметить, что мы не вкладываем в понятие “верхняя мантия” сейсмологического значения, как части мантии, ограниченной определенной сейсмической границей. Мы называем *верхней* ту часть мантии, в которой содержание



**Рис. 8.** Формы частиц самородного железа в мантийных гипербазитах (ксенолитах) (а), в траппах (б), в океанских базальтах (в), в каменных метеоритах (г) и в осадках (д). Под всеми фото указаны номера образцов, на рис. 8г даны названия метеоритов.

частиц Fe + FeNi соответствует осадкам и гипербазитам, что, по крайней мере, на два порядка ниже, чем в каменных метеоритах нижней мантии.

Относительный объем ядра Земли составляет 12.6%, коры – 1.4%, относительные “объемы” метеоритов: железные (ядро) – 1.5%, каменные

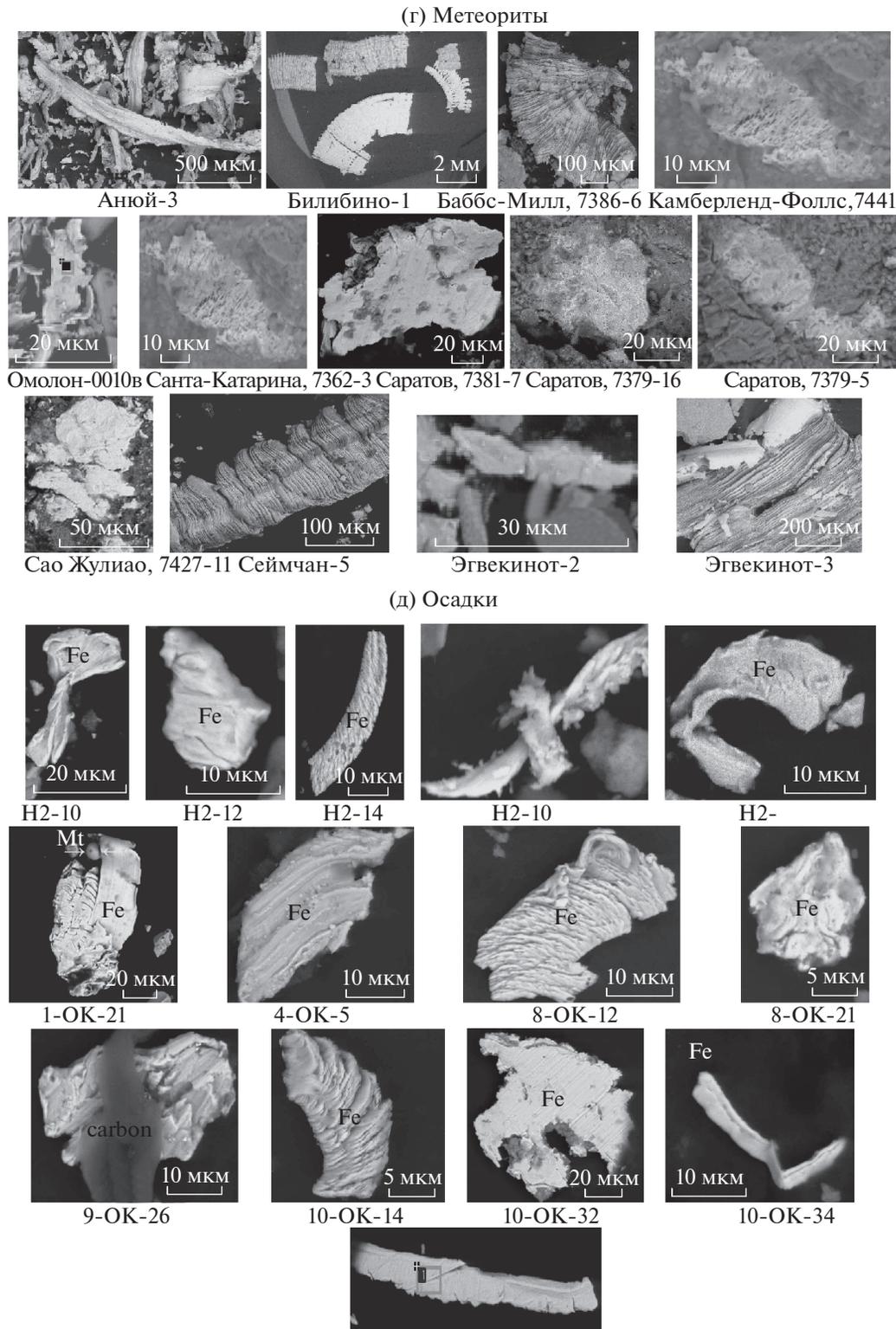
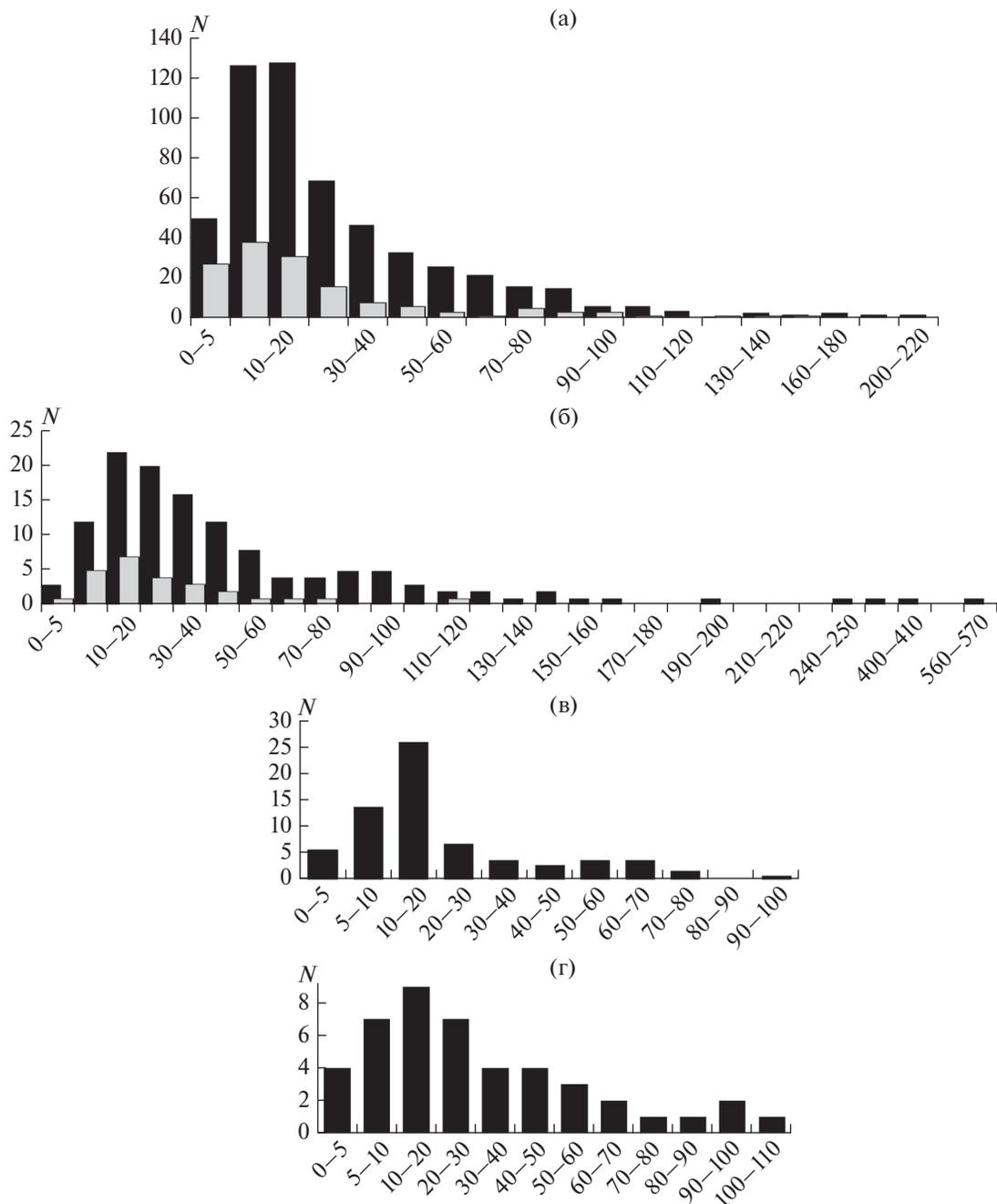


Рис. 8. Окончание.

коровые (лунные и марсианские) – 1.4% [Печерский и др., 2012]. Сравнение относительных объемов ядра Земли и метеоритов показывает, что на долю ядра планет (железных метеоритов) приходится почти на порядок меньший относи-

тельный объем, чем на долю земного ядра. Можно предположить, что относительный объем ядра разрушенных планет (планеты) был на порядок меньше земного. Сказанное не противоречит оценке доли самородного железа в составе Земли,



**Рис. 9.** Распределение числа наблюдений  $N$  по размеру частиц самородного железа (в мкм), содержащего (серые столбики) и не содержащего (черные столбики) примесь никеля в осадках (а), ксенолитах (б), траппах (в) и океанских базальтах (г).

Марса и метеоритов из астероидного пояса [Хаббард, 1987] и, видимо, отвечает доле металлического железа в разрушенных планетах (планете), образующих пояс астероидов.

Описываемая тенденция прослеживается и по общему содержанию никеля в горных породах: по литературным данным в железных метеоритах концентрируется около 10% Ni, в хондритах концентрация никеля резко падает (до 0.05–1%).

Еще ниже средняя концентрация никеля в углистых хондритах — 0.01%, соотношение Fe/Ni возрастает от ~10 до 500! [Маракушев и др., 1992; McFadden et al., 2007; Encyclopedia Britanica, 2012].

Таким образом, отчетливо видна тенденция распределения FeNi сплавов в разрезе планеты: от высокой в ядре и низах мантии до относительно низкой в верхней мантии и до практического отсутствия в основных магматических породах,

интрузивных и вулканических, кристаллизовавшихся в земной коре и на ее поверхности. При этом концентрация самородного железа, не содержащего никеля, и суммарная концентрация FeNi сплавов в ядре (железные метеориты) и нижней мантии (каменные метеориты) практически одинакова, но меняется содержание шрейберзита: от ~14% в ядре (железные метеориты) до менее 3% в нижней мантии (каменные метеориты) и единичных зерен в верхней мантии земных пород (табл. 5). По данным ТМА концентрация самородного железа с  $T_c > 700^\circ\text{C}$  в каменных метеоритах варьирует от 0.3 до 9%, средняя 2.4%, тогда как в земных породах она крайне редко достигает 0.01%. Поэтому данные (табл. 5) для каменных (по петрологическому определению) метеоритов мы относим к низам мантии, а данные по земным породам и осадкам — к верхней мантии.

В эту схему не укладывается распределение самородного никеля: частицы самородного никеля встречены в 5–12% случаев, а в метеоритах их количество минимальное (0.6%) (табл. 4). Как правило, это единичные частицы, нередко приуроченные к скоплению углеродсодержащего материала. Очень редки их скопления, вроде скопления в пограничном слое разреза Гамс [Grachev et al., 2009; Pechersky et al., 2006]. Никель хорошо определяется при ТМА по  $T_c = 358^\circ\text{C}$ , однако среди многочисленных термомагнитных измерений образцов осадков, гипербазитов, траппов, океанских базальтов, метеоритов он уверенно зафиксирован только в крохотном образце из пограничного слоя разреза Гамс [Grachev et al., 2009; Pechersky et al., 2006] и изредка менее надежно в других случаях (например, рис. 1e). Следовательно, в образцах, где по данным МЗА обнаружены частицы никеля, но они не зафиксированы при ТМА, их количество ниже порога чувствительности ТМА, т.е. их концентрация ниже  $10^{-4}\%$ .

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате обобщения данных термомагнитных и микронзондовых исследований самородного железа в земных осадочных породах, мантийных гипербазитах (ксенолитах), базальтах океанов и континентов (Сибирские траппы) и во внеземных породах — метеоритах и лунных базальтах обнаруживается сходство составов, форм и размеров частиц самородного железа, не содержащего никеля. При этом показано, что такие частицы железа в осадках имеют в подавляющем большинстве случаев внеземное происхождение и их повсеместное распространение связывается с межпланетной пылью. По существующим представлениям межпланетная пыль является продуктом разрушения планеты (планет), находящейся в поясе астероидов. Из отмеченного сходства частиц железа мы делаем вывод об идентичности условий образования частиц железа в условиях Земли и других подобных планет, и, вероятнее всего, об

идентичности строения самих планет, как результат их образования из однородного газово-пылевого облака на ранней стадии образования Солнечной системы.

Отсюда следует возможность построения единой модели распределения самородного железа в планетах Солнечной системы, основные положения которой следующие:

1). В коре Земли, Луны, Марса распространены титаномагнетиты; малый объем корового материала по сравнению с остальной частью планет объясняет редкое присутствие среди метеоритов коровых пород, в частности, таковые отсутствуют среди изученных нами метеоритов; концентрация самородного железа, не содержащего никеля, редко превышает 0.001%; отношение Fe/FeNi в траппах, океанских и лунных базальтах  $\geq 10$ .

2). В верхах мантии заметно возрастает доля частиц FeNi сплавов, так в гипербазитах из верхов мантии Fe/FeNi = 5.5; но концентрация частиц самородного железа редко превышает 0.001%, как и в коровых породах.

3). Суммарная характеристика всей верхней мантии выражена в значении Fe/FeNi = 3.9 частиц железа из осадков, которое занимает промежуточное положение между метеоритами и гипербазитами и ближе к гипербазитам, т.е. к породам верхней мантии. Мы полагаем, что это и есть материал, который, главным образом, попадает в межпланетную пыль, в отличие от материала нижней мантии, который попадает на Землю, главным образом, в виде относительно более крупных обломков метеоритов. Породы верхней мантии практически не содержат такого сплава как шрейберзит.

4). Низы мантии отражены в образцах каменных метеоритов: концентрация в них Fe + FeNi сплавов 0.2–9%, отношение Fe/FeNi ~ 0.15. В низах мантии появляется (в металлической ее части) шрейберзит.

5). В ядре Земли и планет-источников метеоритов отношение Fe/FeNi ~ 0.15, концентрация Fe + FeNi сплавов ~90%. Среди FeNi сплавов заметная доля принадлежит шрейберзиту. Получается, что между каменными и железными метеоритами, т.е. между низами мантии и ядром планеты нет резкой границы по количеству безникелевого железа, есть плавный рост от каменных метеоритов к железо-каменным и железным метеоритам по концентрации самородного железа и FeNi сплавов. Видимо, плавный переход существует и между верхней и нижней мантией. Не удивимся, если окажется, что “наши” границы между верхней и нижней мантией и между нижней мантией и ядром совпадут с сейсмическими границами. Отметим только, что относительные объемы мантии и ядра Земли и других планет в процессе дифференциации и других процессов могут заметно различаться.

Авторы благодарны за предоставленные коллекции образцов ксенолитов мантийных гиперба-

зитов из базальтов Приморья России, Монголии, Сирии, Антарктиды Г. Баженовой и А. Салтыковскому, за образцы Витимских базальтов — И. Ащепкову; за образцы Сибирских траппов — А. Латышеву, за образцы океанских базальтов — В. Матвеевскому и С. Силантьеву.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 13-05-00348а: а также субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров (ТМА был проведен из средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности); гранта Министерства образования и науки РФ № 14.Z50.31.0017.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Корчагин О.А.* Ископаемые микрометеориты, микрокрекиты и микрокрититы: методика исследований, классификация и импакт-стратиграфическая шкала. Стратиграфия в начале XXI века — тенденции и новые идеи. Очерки по региональной геологии России. М.: Геолкарт-ГЕОС. 2013. Вып. 6. С. 112–142.
- Маракушев А.А., Грановский Л.Б., Зиновьева Н.Г.* Космическая петрология. М.: изд-во МГУ. 1992. 325 с.
- Петромагнитная модель литосферы / Ред. Пашкевич И.К. Киев: Наукова Думка. 1994. 345 с.
- Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В.* Магнетизм и условия образования изверженных пород. М.: Наука. 1975. 312 с.
- Печерский Д.М., Нургалеев Д.К., Шаронова З.В.* Магнитолитологическая и магнетоминералогическая характеристика отложений на границе мезозоя и кайнозоя: разрез Кошак (Мангышлак) // *Физика Земли*. 2006. № 11. С. 99–112.
- Печерский Д.М., Асанидзе Б.З., Нургалеев Д.К., Шаронова З.В.* Петромагнитная и палеомагнитная характеристика отложений на границе мезозоя и кайнозоя: разрез Тетрицкаро (Грузия) // *Физика Земли*. 2009. № 2. С. 49–65.
- Печерский Д.М., Нургалеев Д.К., Фомин В.А., Шаронова З.В., Гильманова Д.М.* Космическое железо в осадках мела-даниа // *Физика Земли*. 2011. № 5. С. 12–34.
- Печерский Д.М.* Самородное железо и другие магнитные минералы в осадках: терромагнитные признаки космического происхождения. Saarbrücken: Palmarium Academic Publishing, 2012. 107 с.
- Печерский Д.М., Шаронова З.В.* Терромагнитное свидетельство наличия частиц самородного железа в осадках // *Физика Земли*. 2012. № 4. С. 38–44.
- Печерский Д.М., Марков Г.П., Цельмович В.А., Шаронова З.В.* Внеземные магнитные минералы // *Физика Земли*. 2012. № 7–8. С. 103–120.
- Печерский Д.М., Гильманова Д.М., Марков Г.П., Мурдама И.О., Нургалеев Д.К., Цельмович В.А., Шаронова З.В.* Самородное железо и другие магнитные минералы в осадках северо-западной Атлантики: результаты терромагнитного и микрозондового анализов // *Физика Земли*. 2013а. № 3. С. 131–153.
- Печерский Д.М., Гильманова Д.М., Иванов Е.В., Кузьмин М.И., Марков Г.П., Нургалеев Д.К., Цельмович В.А.* Самородное железо в осадках озера Байкал (скважина ВDP-98): результаты терромагнитного анализа // *Геология и геофизика*. 2013б. Т. 54. № 9. С. 1044–1054.
- Печерский Д.М., Гильманова Д.М., Казанский А.Ю., Кривоногов С.К., Нургалеев Д.К., Цельмович В.А.* Самородное железо в четвертичных отложениях дархатской впадины, северная Монголия // *Геология и геофизика*. 2013в. Т. 54. № 12. С. 1923–1942.
- Печерский Д.М., Шаронова З.В.* Связь концентраций частиц самородного железа в осадках со скоростью их накопления: обобщение терромагнитных данных // *Физика Земли*. 2013. № 5. С. 125–131.
- Печерский Д.М., Кузина Д.М.* Не содержащие никеля частицы железа в осадках: обобщение данных микрозондового и терромагнитного анализов // *Физика Земли*. 2015.
- Печерский Д.М., Марков Г.П., Цельмович В.А.* Чистое железо и другие магнитные минералы метеоритов // *Астрономический вестник*. 2015.
- Флоренский К.П.* О начальном этапе дифференциации вещества Земли // *Геохимия*. 1965. № 8. С. 1–18.
- Хаббард У.* Внутреннее строение планет. М.: Мир. 1987. 328 с.
- Doell K.B., Gromme C.S., Thorne A.N., Senthle F.E.* Magnetic studies of Lunar samples. *Science*. 1970. V. 167. 695 p.
- Grachev A.F., Kollmann H.A., Korchagin O.A. et al.* “The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass extinction” / Ed. Grachev A.F. *Abhandlungen der geologischen bundesanstalt*. band 63. 2009. P. 89–134.
- Helsley C.E.* Magnetic properties of Lunar 10022, 10069, 10084 and 10085 samples, *Proceedings Apollo 11 Lunar Science conference*. 1971. 3. 2213.
- Larochelle A., Schwarz E.J.* Magnetic properties of Lunar sample 10048-22. *Science*. 1970. V. 167. 700 p.
- McFadden L., Weissman P.R., Johnson T.V.* *Encyclopedia of the Solar System*. 2007. 992 p.
- Nagata T., Ishikawa Y., Kinoshita H.* Magnetic properties of Lunar samples // *Science*. 1970. V. 167. P. 703.
- Pechersky D.M., Grachev A.F., Nourgaliev D.C., Tselmovich V.A., Sharonova Z.V.* Magnetolithologic and magnetomineralogical characteristics of deposits at the Mesozoic/Cenozoic boundary: Gams section (Austria) // *Russ. J. Earth Sci*. 2006. V. 8. № 3. ES3001. doi 10.2205/2006ES000204
- Pechersky D.M.* Metallic iron and nickel in Cretaceous and Cenozoic sediments: the results of thermomagnetic analysis // *J. Environmental Protection*. 2010. V. 1. № 2. P. 143–154.
- Reid A.M., Ir C.M., Harmon R.S., Brett R.* Metal grains in Apollo 12 igneous rocks // *Earth Planet. Sci. Lett*. 1970. V. 9(1). P. 1–5.
- Runcorn S.K., Collinson D.W., O'Reilly W., Stephenson A.* Magnetic properties of Lunar samples. *Proc. R. Soc. London*. 1971. A325. P. 157–174.
- Strangway D.W., Larson E.E., Pearce G.H.* Magnetic properties of Lunar samples. *Science*. 1970. V. 167. 691 p.