

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ РАСТЕКАЮЩЕЙСЯ ГОЛОВЫ МАНТИЙНОГО ПЛЮМА С ДРЕВНЕЙ ЛИТОСФЕРОЙ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ В БАЗАЛЬТАХ И ЛАМПРОФИРОВЫХ ДИАТРЕМАХ ЗАПАДНОЙ СИРИИ

Шарков Е. В., Богатиков О. А.

Аннотация

Проведенное нами изучение глубинных ксенолитов в меловых лампрофировых диатремах и в позднекайнозойских платобазальтах Западной Сирии показало, что вместо существовавшей в мелу древней нижней коры, сложенной гранатовыми гранулитами и эклогитоподобными породами, в позднем кайнозое на тех же глубинах появились мантийные перидотиты. Сделан вывод, что головные части локальных (вторичных) плюмов современного Афро-Аравийского мантийного термохимического плюма, ответственного за базальтовый магматизм региона, достигали основания древней верхней сиалической коры, где растекались, приводя к смещению существовавшей здесь ранее мафической нижней коры.

2 **ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ РАСТЕКАЮЩЕЙСЯ ГОЛОВЫ МАНТИЙНОГО ПЛЮМА С**
3**ДРЕВНЕЙ ЛИТОСФЕРОЙ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ**
4 **В БАЗАЛЬТАХ И ЛАМПРОФИРОВЫХ ДИАТРЕМАХ ЗАПАДНОЙ СИРИИ**

5 **С 2018 Е.В. Шарков, О.А. Богатиков**

6 *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН*
7 *Старомонетный пер., 35, Москва, 119017, Россия; e-mail: sharkov@igem.ru*

8
9 Проведенное нами изучение глубинных ксенолитов в меловых лампрофировых
10 диатремах и в позднекайнозойских платобазальтах Западной Сирии показало, что вместо
11 существовавшей в мелу древней нижней коры, сложенной гранатовыми гранулитами и
12 эклогитоподобными породами, в позднем кайнозое на тех же глубинах появились мантийные
13 перидотиты. Сделан вывод, что головные части локальных (вторичных) плюмов
14 современного Афро-Аравийского мантийного термохимического плюма, ответственного за
15 базальтовый магматизм региона, достигали основания древней верхней сиалической коры,
16 где растекались, приводя к смещению существовавшей здесь ранее мафической нижней
17 коры.

18 *Мантийные термохимические плюмы, крупные изверженные провинции, Сирия,*
19 *глубинные ксенолиты, нижняя кора, мантийные флюиды.*

20

21 **ВВЕДЕНИЕ**

22 В настоящее время большинство исследователей полагает, что современная
23 тектономагматическая активность Земли связана с подъемом мантийных термохимических
24 плюмов, зарождающихся на границе внешнего железного ядра Земли и силикатной мантии
25 (Maruyama, 1994; Артюшков, 1995; Добрецов и др., 2001 и др.), что подтверждается
26 современными данными сейсмической томографии (French, Romanowicz, 2015 и
27 библиография там). Однако при этом остается неясным, что именно представляет собой
28 вещество мантийного плюма, что происходит при его внедрении в древнюю
29 континентальную литосферу и как это влияет на глубинное строение конкретного региона.

30 Вопрос о вещественном составе термохимических плюмов осложняется тем, что в
31 отличие от силикатной верхней мантии, нижняя мантия и, особенно ее низы, образована
32 ювенильной ультрамафической ассоциацией, сложенной преимущественно оксидами
33 (бриджманитом, феррипериклазом, CaSi-перовскитом и свободным кремнеземом); при этом
34 состав нижней мантии в целом отличается от «пиролитовой» модели повышенным
35 содержанием кремнезема и присутствием свободного кремнезема (Kaminsky, 2017 и
36 библиография там). Из этого следует, что нижнемантийное вещество, по мере подъема к
37 поверхности, должно испытывать серьезные трансформации минерального состава,
38 превращаясь в породы силикатной мантии умеренных глубин.

39 Считается, что генерация термохимических мантийных плюмов происходит в 200-
40 километровом слое D", развитым вдоль непосредственного контакта мантии с внешним
41 жидким железным ядром. Там происходит инфильтрация из внешнего ядра в низы мантии

42высокожелезистой жидкости, содержащей 5-10% легких элементов (С, N, O и Si), а также за
43счет частичного плавления углерод-содержащего нижнемантийного материала образуется
44карбонатитовый расплав, обогащаемый на границе ядро-мантия Р, F, Cl и другими летучими
45элементами (Kaminsky, 2017). По-видимому, именно так происходит обогащение материала
46термохимических плюмов флюидными компонентами. Судя по тому, что продукты
47кристаллизации таких флюидов/расплавов («черная» серия ксенолитов в базальтах, см.
48ниже) обогащены Ti, Ba, щелочами, редкими землями и другими несовместимыми
49элементами, эти компоненты также входили в состав материала, поступавшего из жидкого
50ядра вместе с флюидами (Шарков, Богатиков, 2015б).

51 Благодаря наличию флюидов, вещество мантийных плюмов обладает повышенной
52плавучестью и, согласно экспериментальным данным, может достигать умеренных глубин
53(Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2016 и библиография там). В результате, главным двигателем
54тектонических процессов становится растекание головных частей этих плюмов в толще
55литосферы, а адиабатическое плавление их вещества приводит к крупномасштабному
56внутриплитному базальтовому магматизму, известному в качестве крупных изверженных
57провинций (КИП) и горячих точек (Ярмолюк, Коваленко, 2003; Богатиков и др., 2010; Ernst,
582014 и библиография в них). О присутствии в веществе таких плюмов материала земного
59ядра свидетельствуют результаты изучения Os изотопии в базальтах КИП (Walker et al., 1997;
60Brandon et al., 1999; Puchtel et al., 1999).

61 Из имеющихся данных по строению фанерозойских КИП, обычно состоящих из
62нескольких субпровинций, например, Сибирской (Золотухин и др., 1986), следует, что
63растекание верхней части мантийного плюма сопровождалось появлением распределенных
64по площади вторичных плюмов, «протуберанцев» на его поверхности. Причиной подъема
65таких «протуберанцев», скорее всего, было локальное накопление летучих компонентов,
66обеспечивавших дополнительную плавучесть материала (Добрецов и др., 2006). Эти плюмы
67достигали уже умеренных глубин, а адиабатическое плавление их головных частей и
68приводило к появлению магматических систем.

69 Судя по геологическим данным и геохимическим особенностям магматизма КИП,
70термохимические мантийные плюмы в массовом количестве появились только в середине
71палеопротерозоя, около 2.35 млрд. лет назад, сменив термические плюмы раннего
72докембрия, образованные деплетированными ультрамафитами, и с тех пор определяют
73главные черты геодинамического развития Земли (Шарков, Богатиков, 2010). Вместе с тем,
74как уже говорилось, остается неясным, что представляет собой вещество термохимических
75плюмов, какой глубины достигают их головные части, и что происходит в толще литосферы
76при внедрении в нее плюмов и растекания их головных частей. Одним из немногих
77доступных наблюдению источников петрологической информации об этих процессах

78 являются глубинные ксенолиты, доставленные на поверхность щелочными Fe-Ti базальтами
79 и базанитами.

80 В отличие от фрагментов литосферной мантии в кимберлитовых и лампроитовых
81 трубках взрыва (диатремах), где развиты разнообразные гранатовые ультрамафиты и
82 эклогиты, в том числе алмазные (Соболев, 1974; Доусон, 1983; Лазько, 1988 и многие
83 другие), популяции мантийных ксенолитов во внутриплитных (т.е. связанных с подъемом
84 мантийных плюмов) умеренно-щелочных Fe-Ti базальтах и базанитах характеризуются всем
85 миром, на континентах и в океанах, удивительным единообразием (Ионов, 1988; Pearson et al.,
86 2003). Они представлены двумя главными типами: (1) наиболее распространенными
87 шпинелевыми (иногда с небольшим присутствием граната) перидотитами «зеленой, или Cr-
88 диопсидовой» серии, и (2) более редкими образованиями «черной, или Al-Ti-авгитовой»
89 серии, которые образуют жилы в породах «зеленой» серии (рис. 1).

90 Удивительное единообразие по всему миру мантийных ксенолитов и содержащих их
91 однотипных же внутриплитных умеренно-щелочных Fe-Ti базальтов типа OIB (базальты
92 океанических островов), а также отсутствие зависимости от конкретной геологической
93 обстановки, может быть обеспечено только однородным составом породивших их
94 мантийных термохимических плюмов, которые, по определению, имеют одно и то же
95 происхождение. Поэтому мы полагаем, что мантийные ксенолиты являются обломками
96 верхних, охлажденных в контакте с холодной древней литосферой краев головных частей
97 мантийных плюмов. Они выносятся новообразованными базальтами, поступавшими из
98 нижележащей зоны адиабатического плавления, и, по нашему мнению, представляют собой
99 образцы самого плюмового вещества (Шарков, Богатиков, 2015a; Sharkov et al., 2017). По-
100 видимому, шпинелевые перидотиты представляют собой первичное вещество голов
101 мантийных плюмов, не подвергавшееся адиабатическому плавлению, которое происходит в
102 их внутренних частях, максимально удаленных от контактов. Скорей всего, они
103 представляют собой трансформированное в условиях умеренных глубин вещество
104 нижнемантийных ультрамафитов. Наличие в этих лерцолитах ортопироксена
105 свидетельствует о повышенной кремнеземистости протолита, что характерно для
106 нижнемантийных образований (см. выше).

107 Следы существования в веществе шпинелевых лерцолитов высокоплотных «ядерных»
108 флюидов, по-видимому, сохранились в форме богатых несовместимыми элементами пленок
109 между зернами этих перидотитов, установленных как в мантийных ксенолитах из
110 континентальных рифтов, так и океанических островов (Грачев, Комаров, 1994). Сами же
111 флюиды, как будет показано ниже, скорее всего, были удалены в результате
112 декомпрессионной дегазации еще в условиях мантии. Они принимали участие в
113 адиабатическом плавлении вещества головы плюма, а их избытки - в метасоматических

114процессах, приводивших к локальному инконгруэнтному («вторичному») плавлению
115перидотитов ее верхней охлажденной каймы, приводя к образованию флюидов/расплавов,
116родоначальных для пород «черной» серии (см. ниже).

117 Особый интерес для понимания взаимоотношений литосферы с мантийными
118плюмами представляют случаи, когда внедрению последних и появлению связанного с ними
119внутриплитного базальтового магматизма, предшествуют трубки взрыва (диатремы)
120лампрофиров или кимберлитов с ксенолитами пород древней литосферы, т.е. где имеется
121информация о том, что представляло собой глубинное строение данного региона до и после
122подъема плюма. К числу таких районов относится Западная Сирия (рис. 2), расположенная в
123пределах крупной позднекайнозойской Афро-Аравийской КИП (Ernst, 2014). где
124пространственно сближены местонахождения как нижнекоровых ксенолитов в
125среднемеловых лампрофировых диатремах (Шарков и др., 1992), так и мантийных
126ксенолитов в умеренно-щелочных базальтах кайнозоя (Шарков и др., 1996; Sharkov et al.,
1272017). Поэтому целью настоящей работы является обсуждение на конкретном материале
128проблемы вещественного состава головной части мантийного термохимического плюма, а
129также ее взаимодействия с древней литосферой. Для сокращения текста мы использовали, за
130небольшими исключениями, опубликованные нами ранее данные химических и
131микронзондовых анализов, ссылки на которые даются в тексте.

132

133 МАНТИЙНЫЕ КСЕНОЛИТЫ В ПЛАТОБАЗАЛЬТАХ ЗАПАДНОЙ СИРИИ

134 Территория Сирии представляет собой древнюю платформу с докембрийским
135фундаментом, сложенным гнейсами и мигматитами архея и палеопротерозоя, но, в
136основном, вулканогенно-осадочными породами неопротерозоя, образованными в процессе
137Пан-Африканской орогении как в условиях континентального рифтогенеза, так и
138островодужной обстановки (Stern et al., 1991, 2016 и библиография там). В палеозое и
139мезозое регион развивался в платформенном режиме, и только начиная с середины миоцена
140стал областью интенсивного внутриплитного магматизма, последние вспышки которого
141происходили уже в историческое время (Поникаров и др., 1969). И если меловые диатремы
142содержат ксенолиты древней нижней коры, то мантийные ксенолиты в базальтах позднего
143кайнозоя характеризуют вещественный состав современной мантии региона.

144

145 Мантийные ксенолиты в базальтах Западной Сирии

146

147 Методика

148 Определение содержаний петрогенных и редких элементов в породах проведено
149рентгено-флюоресцентным методом на приборе X-RAY SPECTROMETER PW 2400 фирмы

150PHILIPS. Для некоторых проб содержания редких и редкоземельных элементов
151определялись методом ICP-MS с использованием квадрупольного масс-спектрометра
152PLASMA QUARD PQ2+TURBO фирмы VG INSTRUMENTS. Все измерения выполнены в
153лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

154

155 Сирия является классическим районом развития позднекайнозойских платобазальтов,
156связанных с подъемом Афро-Аравийского мантийного плюма, корни которого, согласно
157данным сейсмической томографии, располагаются на границе с жидким ядром (Hansen et al.,
1582012). Таким образом, здесь мы имеем дело с проявлением термохимического мантийного
159плюма в общепринятом понимании этого термина, и полученные нами выводы, по-
160видимому, могут быть распространены на большинство подобных ситуаций. Геологические,
161петрологические и геохронологические данные (Sharkov, Lebedev, 2017), а также данные
162сейсмической томографии (Schaeffer, Lebedev, 2013; Faccenna et al., 2013) свидетельствуют о
163том, что вещество этого мантийного плюма постепенно распространялось в северных румбах
164в толще литосферы на глубинах 50-100 км в форме своеобразного «рукава» от Афарской
165горячей точки на север через всю западную часть Аравийского полуострова вплоть до
166Кавказа. На всем своем протяжении этот «рукав» трассируется на поверхности крупными
167позднекайнозойскими базальтовыми плато, развивавшимися, по-видимому, над
168протуберанцами (вторичными плюмами) на поверхности самого плюма.

169 Мы изучили мантийные ксенолиты в базальтах на примере четвертичных вулканов
170Сирии: Телль-Данун (Tell Danun) в Южной Сирии, вулканическое плато Харрат-Аш-Шамах
171(Harrat Ash Shamah) и пирокластического конуса Tel Ghazal на плато Эль-Габ (Al Ghab), на
172северо-западе Сирии (рис. 2), где установлены ксенолиты и «зеленой», и «черной» серий
173(Шарков и др., 1996; Sharkov et al., 2017).

174 Как и в большинстве случаев, ксенолиты «зеленой» серии здесь представлены
175шпинелевыми перидотитами салатно-зеленого цвета с катакластической, реже
176протогранулярной структурой; они характеризуются присутствием Сг-диопсида, а также
177очень постоянным высоко-Mg составом оливина и пироксенов (mg# 88-92). Перидотиты
178варьируют по составу от преобладающих шпинелевых лерцолитов до истощенных
179шпинелевых гарцбургитов и даже шпинелевых дунитов; иногда встречаются зеленые
180шпинелевые пироксениты (преимущественно вебстериты). Последние образуют жилы в
181перидотитовом матриксе и нередко характеризуются наличием тонких каемок гроссуляр-
182альмандин-пиропового граната вокруг зерен шпинели (Шарков и др., 1996). Судя по
183появлению в некоторых ксенолитах «зеленой серии» таких минералов как керсутит,
184флогопит, апатит, карбонат и т.д., они локально и в разной степени подверглись мантийному
185метасоматозу (Шарков и др., 1996).

186 В отличие от «зеленой» серии, в ксенолитах «черной» серии большую роль играют Al-
187Ti-авгиты и водосодержащие фазы, такие как роговая обманка (керсутит-паргаситовой
188группы) и флогопит, а также рёнит (Ryabchikov et al., 2010); оливин и пироксен здесь более
189железистые ($mg\# < 85$). Образования этой серии представлены верлитами,
190клинопироксенитами, амфиболовыми и флогопитовыми клинопироксенитами,
191керсутитовыми горнблендитами и др. Мегакристы Al-Ti-авгита, керсутита, оливина,
192ильменита, санидина и др., достигающие 5-10 см длиной, скорей всего, представляют собой
193фрагменты грубозернистых разновидностей пород этой же серии. В мегакристах, особенно
194керсутите, часто встречаются многочисленные газовые пустотки, что указывает на их
195происхождение из высокоплотного флюида/расплава, а сами они, в отличие от лерцолитов,
196нередко оплавлены по краям (рис. 3).

197 Происхождение пород «черной» серии дискуссионно. Irving (1980) рассматривал их
198как результат кристаллизации базанитовой магмы, проникавшей вдоль трещин в мантийный
199субстрат, реагируя с вмещающими породами с появлением водосодержащих минералов. С
200такой моделью трудно согласиться, т.к. породы «черной» серии отличаются от базальтов и
201базанитов минеральным составом, особенно преобладанием водосодержащих минералов. В
202отличие от Irving'a, Wilshire с коллегами (1980) предполагали, что возникновение жил
203связано с проникновением в лерцолиты богатого железом водосодержащего флюида,
204кристаллизовавшегося в форме керсутита. По мнению этих исследователей, такой флюид
205вступал в реакцию с вмещающими лерцолитами, приводя к заметным вариациям в составе
206минералов и пород. К выводу об участии флюидов в мантийном минералообразовании
207пришли также В.И. Коваленко с коллегами (1986), изучавшие мантийные ксенолиты из
208щелочно-базальтового вулкана Шаварын-Царам в Монголии. Они показали, что состав
209основных минералов и минералов-узников в микровключениях практически одинаковы и
210связаны с их образованием из высокоплотного флюида/расплава. Иными словами, важная
211роль флюидных компонентов в петрогенетических процессах в головных частях мантийных
212плюмов сейчас сомнений не вызывает.

213 Это подтверждается и геохимическими особенностями изученных нами ксенолитов и
214мегакристов, а также умеренно-щелочных Fe-Ti базальтов-хозяев вулкана Телль-Данун (табл.
2151). Из видно на рис. 4, деплетированные шпинелевые перидотиты характеризуются низкими
216содержаниями несовместимых элементов и сильно отличаются от образований «черной»
217серии (в данном случае - мегакристов керсутита), которые, в свою очередь, близки по
218составу к геохимически-обогащенным щелочно-базальтовым лавам. Из этого следует, что в
219условиях деплетированного перидотитового субстрата мантийного плюма специфическая
220геохимия внутриплитных базальтов могла обеспечиваться только присутствием в зоне

221адиабатического плавления флюидных компонентов, обогащенных Fe, Ti, щелочами,
222легкими RЗЭ, Ba, Nb, Ta и другими несовместимыми элементами (Sharkov et al., 2017).

223 Таким образом, судя по составу ксенолитов, верхняя охлажденная кайма плюма была
224образована двумя главными типами вещества: (1) матрицей, состоящей из деплетированного
225ультрамафического материала «зеленой серии», и (2) жилами пород «черной серии»,
226кристаллизовавшимися из высокоплотного флюида/расплава.

227

228 Мантийные флюиды

229 В мантийных ксенолитах в плио-четвертичных платобазальтах плато Эль-Габ (Ma et
230al., 2015), а также во внутриплитных позднекайнозойских базальтах Европы (Downes, 2001),
231было выявлено существование двух агентов мантийного метасоматоза. Более ранний из них -
232карбонатитового типа, проникавший в перидотитовый матрикс, представлял собой
233легкоподвижный низкосиликатный богатый CO₂ флюид/расплав, обогащенный ЛРЗЭ, Na,
234Th, U и Ba.

235 Второй, силикатный, тип флюида/расплава, проявившийся перед извержением,
236характеризовался привнесением Ti, Fe, P, K, Nb, Ta, Cs и других несовместимых элементов, а
237также воды. С ним связывается появление в перидотитах линзочек, сложенных
238тонкозернистым агрегатом оливина, Al-Ti-авгита, амфибола (керсутита), Ti-флогопита,
239санидина, андезина, ильменита и других минералов «черной» серии, а также вулканического
240стекла трахитового состава (рис. 5). Такие линзочки рассматриваются как затвердевшие
241«пакеты расплава» (melt-pockets), возникшие в результате инконгруэнтного («вторичного»)
242плавления перидотитов (Ryabchikov et al., 2010; Ma et al., 2015 и библиография в них),
243которые формировались в перидотитах охлажденной верхней кромки (каймы)
244растекающейся головы мантийного плюма (Шарков, Богатиков, 2015а). При возникновении в
245породах этой каймы трещин отрыва, новообразованный «вторичный» расплав отжимался в
246них с образованием жильных форм.

247 Таким образом, здесь установлено присутствие по крайней мере двух мантийных
248метасоматизирующих агентов, по-видимому, содержавшихся ранее в виде высокоплотных
249фаз в межзерновом пространстве материала перидотитовой матрицы плюма; они выделились
250при декомпрессии и участвовали в процессах адиабатического плавления, обеспечивая
251геохимические особенности базальтов.

252 Судя по тому, что мантийные ксенолиты встречаются преимущественно в
253пирокластических и шлаковых конусах и редки в лавах, избытки флюидов, не
254растворившихся в новообразованном базальтовом расплаве, накапливались над зоной
255адиабатического плавления, под охлажденной кромкой головы плюма, по-видимому, образуя
256своеобразные «пузыри». Оттуда они периодически прорывались на поверхность в форме

257пирокластики или выдавливались в виде шлаков, вынося большое количество ксенолитов. В
258промежутках между такими извержениями флюиды просачивались в перидотиты
259охлажденной кромки, приводя в конечном счете к появлению в них очагов инконгруэнтного
260(«вторичного») плавления. Подробно процессы такого плавления рассмотрены на примере
261ксенолитов Сирии в работах Ryabchikov et al. (2010) и Ma et al. (2015), и здесь мы на них
262специально не останавливаемся.

263 Использование различных геотермобарометров (Brey, Köhler, 1990; Putirka, 2008;
264Taylor, 1998; Witt-Eickschen, Seck, 1991) показало, что первичные перидотиты «зеленой»
265серии формировались на глубинах 24-42 км (0.8-1.4 GPa) при 896-980°C, иногда до 1030°C
266(Ryabchikov et al., 2010; Ma et al., 2015). Минералы «расплавных пакетов» («черной серии»)
267образовались при температурах 826-981°C на глубинах 21-27 км (0.7-0.9 GPa); иными
268словами, головная часть плюма здесь достигала глубины 21 км. Примерно на такой глубине
269располагается основание сиалической коры Аравийской плиты (Stern et al., 2016), что
270хорошо согласуется с редкостью находок в рассмотренных популяциях нижнекоровых
271ксенолитов.

272 Предполагаемая схема развития магматических систем крупных изверженных
273провинций (КИП), связанных с головными частями мантийных плюмов, приведена на **рис. 6**.
274Поскольку мантийные ксенолиты наблюдаются только в умеренно-щелочных Fe-Ti базальтах
275инициальных стадий существования этих магматических систем, мы полагаем, что именно
276такие базальты были первыми выплавками при адиабатическом плавлении головы плюма.
277По мере развития магматических систем возникали промежуточные очаги (крупные
278расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы), где происходило накопление расплавов,
279процессы их кристаллизационной дифференциации, смешения магм и их контаминация
280материалом вмещающих пород, благодаря чему лавы, поступающие на поверхность могли
281сильно отличаться от исходных (Шарков, Богатиков, 2015а). Наиболее крупные из таких
282очагов развивались вдоль границы головы плюма с вышележащей литосферой, обеспечивая
283явление андерплейтинга (подслаивания) в понимании R. Rudnick (1960) (**рис. 6Б**).
284Фрагменты пород из зоны андерплейтинга встречаются в лавах в форме «родственных»
285ксенолитов габбро и феррогаббро.

286 Из приведенных данных следует, что:

287 (1) Изученные ксенолиты «зеленой» и «черной» серий, скорее всего, являются
288фрагментами верхней мощной охлажденной каймы головы плюма, располагавшейся на
289глубине от 21 до 27 км; ее температура варьировала от 826 до 981°C (местами до 1030°C).
290Эти ксенолиты являются представителями двух главных разновидностей вещества
291мантийных плюмов (перидотитового матрикса и флюидных компонентов), участвовавших в
292магмообразовании.

293 (2) Перидотитовый матрикс верхней охлажденной каймы головы плюма образован
294деплементированным ультрамафическим материалом шпинелевой фации глубинности, не
295успевшим гомогенизироваться в процессе подъема с глубины 42 до 21 км;

296 (3) Мантийные флюиды, участвовавшие в процессах генерации базальтовых магм и
297мантийного метасоматоза в головных частях плюмов, изначально присутствовали в веществе
298плюмов, и, по нашему мнению, могли являться флюидами, поступившими из жидкого ядра
299при формировании термохимического плюма. В составе этих флюидов, согласно
300полученным данным по процессам метасоматоза, инконгруэнтного плавления и составу
301пород «черной серии», важную роль играли Fe, Ti, Si, Na, K, P, Ba, Nb, Ta, ЛРЗЭ и др., а
302также вода и CO₂.

303 (4) Выделяется два типа самостоятельных расплавов, связанных с мантийными
304плюмами: (а) резко преобладающие по масштабу продукты адиабатического плавления их
305головных частей (базальты) и (б) имеющие подчиненное развитие продукты
306инконгруэнтного плавления перидотитов внешней охлажденной каймы плюмов под
307влиянием горячих флюидов, поступавших из нижележащей зоны адиабатического плавления
308(породы «черной» серии, включая мегакристы и вулканическое стекло трахитового состава).

309

310 НИЖНЕКОРОВЫЕ КСЕНОЛИТЫ В МЕЛОВЫХ ЛАМПРОФИРОВЫХ ДИАТРЕМАХ 311 ЗАПАДНОЙ СИРИИ

312 Такие диатремы были изучены нами в процессе совместных советско-сирийских
313исследований в 1980-х годах на территории Западной Сирии совместно с сирийскими
314геологами С. Ханна, Х. Бассам, С. Али и Э. Джермакани, а также группой новосибирских
315специалистов по руководством Н.В. Соболева (Соболев и др., 1990). Диатремы обычно
316представляют собой овальные кратеры в юрских и нижнемеловых известняках диаметром
317500-1500 м и глубиной 400-500 м (рис. 7) или, реже, линзы пирокластиков (рис. 8). На их дне
318наблюдаются пирокластические породы с нижнекоровыми ксенолитами (шпинелевыми
319габбро-норитами, гранатовыми габбро, гранатовыми гранулитами, эклогитоподобными
320породами, а также мегакристы граната, керсутита, высоко-Al авгита и др.) и небольшие
321потoki базальтов. Цепь таких диатрем (Рбанд (Rband), Бургал (Burgal), Кадмус (Kadmus) и
322др.) прослеживается от района г. Кардаха (Kardaha) на юг вплоть до района г. Хайфа (Haifa)
323(гора Кармель (Mt. Carmel)) в Израиле. Судя по геологическим и изотопным данным (K-Ar
324метод), эти диатремы формировались в интервале от 123 до 110 млн. лет назад (Esperanca,
325Garfunkel, 1986; Mittlefehld, 1986; Шарков и др., 1988).

326 Крупнейшая диатрема горы Наби-Матта (Mt. Nabi-Matta) находится в южной части
327хребта Джебель-Ансария (Jabel Ansaria Ridge), примерно в 70 км к югу от г. Латакия
328(Latakia). Она представляет собой линзу пирокластического материала лампрофирового

329состава (табл. 2) площадью ~40 км² и мощностью до 100-150 м (рис. 8). Пирокластика
330прорывает известняки альба-апта с потоком меловых базальтов и перекрывается
331сеноманскими известняками, а затем - плиоценовыми умеренно-щелочными Fe-Ti
332базальтами расположенного по соседству небольшого вулкана Джебель Сейда (Jabel Seida),
333содержащего ксенолиты шпинелевых лерцолитов. Таким образом, здесь, на небольшой
334территории, наблюдаются глубинные ксенолиты разного возраста и состава.

335

336 Популяции глубинных ксенолитов в диатреме Наби-Матта

337 Популяции ксенолитов в диатреме Наби-Матта представлены тремя группами: (1)
338серия гранатовых гранулитов и эклогитоподобных пород; (2) мегакристы граната и сростки
339граната и высоко-Al авгита; и (3) пегматоидные гранат-клинопироксен-роговообманковые
340породы (Шарков и др., 1992; Шарков, Богатиков, 2016). Все ксенолиты обычно имеют
341неправильно-овальную или округлую форму (нодули) и нередко оплавлены по краям.

342 Среди ксенолитов преобладают типичные для континентальной нижней коры породы
343эклогит-гранулитовой серии, составляющие около 70% всей популяции. В них иногда
344сохраняются реликты кумулятивных структур, и тогда породы было бы правильней назвать
345гранатовыми феррогаббро и гранатовые ферроклинопироксенитами, как такие ксенолиты и
346называют в аналогичной диатреме горы Кармель (Esperanca, Garfunkel, 1986; Mittlefehld,
3471986). Однако в них, наряду с реликтами кумулятивных структур, преобладают
348гранобластовые и гнейсовидные структуры, типичные для кристаллических сланцев (рис. 9),
349из чего следует, что эти гранулиты образовались при метаморфизме феррогабброидов и
350ферроклинопироксенитов. Эклогитоподобные породы по модальному составу отвечают
351эклогитам, но характеризуются невысокими (4-7%) содержаниями жадеитового компонента
352в клинопироксене при составе граната $Alm_{32-42}Grs_{15-19}Py_{43-48}$. При этом сам клинопироксен
353содержит от 5.14 до 8.69 мас.% Al_2O_3 при отсутствии хрома. Из других минералов
354присутствуют пикроильменит (3-8 об.%, далее - %) и в незначительных количествах
355плагиоклаз (<5%) (Шарков и др., 1992).

356 В гранатовых гранулитах содержание плагиоклаза An_{25-27} составляет от 5 до 80 об.%,
357обычно 40-50%; он содержит примеси P_2O_5 (0.11 мас.%) и BaO (0.36 мас.%). Из других
358минералов следует отметить гранат, близкий по составу к наблюдаемому в
359эклогитоподобных породах, и глиноземистый клинопироксен (от 4.04 до 5.63 мас.% Al_2O_3),
360присутствующие примерно в равных количествах. Реже отмечается бурая титанистая роговая
361обманка ряда паргасит-керсутит (до 5%) и совсем редко - красно-коричневый биотит (до
3623%). Иногда наряду с гранатом присутствуют серая глиноземистая шпинель, а также
363единичные зерна апатита. Содержания рудного минерала (пикроильменита) составляют от 2
364до 7 об.%, так что в целом породы очень напоминают метаморфизованные аналоги

365 феррогабброидов, происшедших за счет кристаллизации умеренно-щелочных Fe-Ti
366 базальтов в глубинном очаге при андерплейтинге (Mittlefehld, 1984; Esperanca, Garfunkel,
367 1986). Возможным эффузивным аналогом этих пород являются Fe-Ti базальты
368 неопротерозойской рифтовой области, фрагмент которой описан на северо-востоке Египта
369 (Stern et al., 1991), и которая могла достигать тогда и территорию современной Аравии.

370 Составы клинопироксена и граната на соответствующих диаграммах
371 охарактеризованы на **рис. 10** (микрозондовые анализы минералов этих и других изученных
372 нижнекоровых пород приведены в (Шарков и др., 1992)).

373 Вторичные изменения в породах этой серии развиты сравнительно слабо и
374 заключаются обычно в локальной сосюритизации плагиоклаза и замещении пироксена
375 волокнистым амфиболом, а также развитии существенно хлоритовых келифитовых кайм
376 вокруг граната. Иногда отмечается появление жилок калиевого полевого шпата и/или тонких
377 линзочек бариевого цеолита (гармотома).

378 Вторая группа глубинных ксенолитов резко отличается от предыдущей. Она
379 образована *мегакристами граната и крупнозернистыми гранат-клинопироксеновыми*
380 *сростками*. Мегакристы граната $Alm_{19-26}Grs_{12-13.5}Py_{59-67.5}$ представлены крупными (до 10 см в
381 поперечнике) округлыми нодулями («желваками»), часто оплавленными с поверхности (**рис.**
382 11). Обычно гранат сильно трещиноват, и вдоль системы субпараллельных трещин часто
383 развито два типа келифита: наряду с существенно хлоритовым, аналогичным встреченному в
384 породах эклогит-гранулитовой серии, наблюдаются жилки тонкозернистых габбро-норитов с
385 серой шпинелью, заполняющие трещины толщиной 0.1-0.3 мм (Шарков и др., 1992). По-
386 видимому, эти келифиты развивались в разное время: хлоритовые - в условиях нижней коры,
387 где мегакристы граната сосуществовали с гранатовыми гранулитами, а габбро-норитовые -
388 раньше и в других условиях. Аналогичные прожилки в гранатах из ксенолитов эклогитов в
389 кимберлитах, рассматриваются как результат плавления граната при декомпрессии (Лазько и
390 др., 1982), что, по-видимому, имело место и в нашем случае. Жилки обоих типов келифитов
391 подверглись оплавлению на поверхности гранатового нодуля в процессе его подъема в
392 лампрофире. Сходные по составу мегакристы с келифитовым материалом габбро-норитового
393 состава, наряду с мантийными перидотитами, описаны в миоценовых базальтах Иордании,
394 где образование таких келифитов также связывается с плавлением граната при декомпрессии
395 (Yassen, 2014).

396 Кроме того, нами встречено несколько сростков граната такого же состава с крупными
397 (до 3-5 см в длину) кристаллами бледно-зеленого высоко-Al авгита (фассаита) со следами
398 деформаций; содержания Al_2O_3 в нем варьируют от 8.72 до 9.24 мас.% при низких
399 концентрациях Ti и Na (Шарков и др., 1992). Возможно, что исходной породой для этих
400 сростков и мегакристов граната являлись крупнозернистые до пегматоидных гранат-

401пироксеновые породы, возможно, связанные с кристаллизацией островодужных магм в
402глубинных условиях.

403 Второй по распространенности группой ксенолитов являются грубозернистые сростки
404гранат-клинопироксен-роговообманковых пород со шпинелью, а также мегакристы и
405сростки Al-Ti-авгита и керсутита (Шарков и др., 1992). В этих породах гранат состава
406Alm₃₁Grs₁₇Py₅₂ наблюдается не во всех образцах, и на его долю приходится не более 5%.
407Обычно он ассоциирует с темной непрозрачной шпинелью, содержания которой также
408достигают 5% (рис. 9). Клинопироксен (Al-Ti-авгит) и керсутит развиты примерно в равных
409количествах; в интерстициях между зернами нередко наблюдаются выделения бариевого
410цеолита (гармотома).

411 В целом, эта группа близка к ксенолитам «черной серии» во внутриплитных
412умеренно-щелочных Fe-Ti базальтах, в том числе и охарактеризованным выше, хотя гранат в
413них встречается редко (Ионов, 1988; Шарков, Богатиков, 2015б). Подобно роговым обманкам
414«черной серии», керсутит здесь часто содержит газовые пустотки, свидетельствуя о
415происхождении пород за счет сильно флюидизированного расплава/флюида. В отличие от
416образований эклогит-гранулитовой серии, это породы практически не подверглись
417наложенным процессам.

418 Таким образом, среди нижнекорových ксенолитов диатремы Наби-Матта встречены
419продукты неопротерозойского андерплейтинга как внутриплитных Fe-Ti базальтов, так и, по-
420видимому, островодужных магм (мегакристы граната и гранат-клинопироксеновые сростки,
421а также шпинелевые габбро-нориты из других диатрем).

422

423

Геотермобарометрия пород

424 Согласно данным минералогической геотермобарометрии (Gr-Crx геобарометр
425Мерсье (Mercier, 1980) и геотермометр Пауэлла (Powell, 1985)), формирование пород
426эклогит-гранулитовой серии происходило при давлениях 13.5-15.4 кбар (на глубинах 45-54
427км) и температурах от 965°C до 1115°C (Шарков и др., 1992). Уже указывалось, что
428происхождение этих пород связывается с неопротерозойским андерплейтингом Fe-Ti-
429базальтовых расплавов, о чем свидетельствуют локально сохранившиеся габбровые
430структуры пород. Затвердевшие, но еще горячие породы вовлекались в пластические
431деформации и перекристаллизацию с образованием бластических структур, характерных для
432гранатовых гранулитов и эклогитоподобных пород. Такие породы типичны для
433континентальной нижней коры, которая в данном случае простиралась до глубин не менее
43450-54 км.

435 В отличие от этих пород, серия ксенолитов, образованных мегакристами граната и
436крупнозернистыми гранат-клинопироксеновыми сростками, хотя и формировалась в том же

473популяций ксенолитов аналогов «черной серии» ксенолитов в базальтах может
474свидетельствовать и об инконгруэнтном плавлении в охлажденных каймах головных частей
475этих плюмов (Шарков, Богатиков, 2015а).

476 Отсутствие в популяциях ксенолитов меловых диатрем перидотитов мантии может
477указывать на то, что образование лампрофиров, скорее всего, происходило в результате
478накопления летучих компонентов, возникших при декомпрессионной дегазации вещества
479мантийного плюма, между его головной частью и кровлей; туда же подтекал и
480новообразованный базальтовый расплав (рис. 12). Когда прочность кровли такого резервуара
481нарушалась, происходил взрывообразный выброс смеси летучих компонентов и базальтового
482расплава (т.е. лампрофира), сопровождаемый захватом фрагментов литосферной кровли.

483 ОБСУЖДЕНИЕ

484 Из приведенных данных следует, что в литосфере северо-западной части Аравийской
485плиты еще в середине мела существовала мощная нижняя мафическая континентальная
486кора, сформированная в процессе Пан-Африканской орогении, фрагменты которой
487содержатся в меловых лампрофировых диатремах. Однако в позднекайнозойских базальтах
488региона следы существования этой коры среди ксенолитов практически отсутствуют, а с этих
489уровней поступают уже ксенолиты мантийных перидотитов. В интервале между этими
490событиями регион развивался в платформенном режиме, и поэтому исчезновение здесь
491древней нижней коры можно связать только с внедрением позднекайнозойского мантийного
492плюма, породившего мощный базальтовый магматизм. Как было показано выше, головные
493части этого плюма могла достигать подошвы верхней (сиалической) коры, а материал
494нижней коры был вытеснен растекающимся веществом мантийного плюма (рис. 6). Судя по
495тому, что древняя верхняя (сиалическая) коры сохранились практически в том же виде, она в
496эти процессы не вовлекалась.

497 Поступление в верхние оболочки Земли крупных масс плюмового материала должно
498было инициировать возникновение нисходящих токов холодного плотного нижнекорового
499материала. Возможно, что в случае позднекайнозойского мантийного плюма под западной
500частью Аравийской плиты такими областями нисходящих мантийных токов являются
501Восточное Средиземноморье на западе и Южно-Каспийская впадина на востоке. Согласно
502геофизическим данным, там наблюдаются крупные отрицательные изостатические
503аномалии, свидетельствующие о дефиците масс, т.е. о современном погружении этих
504структур (Sharkov et al., 2015).

505 По-видимому, параллельно с уничтожением древней нижней коры региона там
506происходит образование новой нижней коры за счет андерплейтинга, т.е. накопления
507базальтового расплава между головой мантийного плюма и вышележащей древней

508сиалической корой (рис. 6Б). Так что можно ожидать, что стандартное строение двухчленное
509континентальной коры региона в конечном итоге будет восстановлено.

510 Как было показано выше, в качестве мантийных ксенолитов в базальтах присутствуют
511фрагменты только верхних охлажденных частей мантийных плюмов, над зоной
512адиабатического плавления, причем эти ксенолиты наблюдаются только в самых ранних,
513флюидонасыщенных Fe-Ti щелочнобазальтовых выплавках и отсутствуют в
514эволюционированных толеитовых базальтах. Из этого следует, что плюмовый протолит
515быстро истощается флюидами, особенно щелочами, и такой источник может продуцировать
516уже расплавы по другую сторону от поверхности критической недосыщенности в
517базальтовом тетраэдре (Йодер, Тилли, 1962), т.е. толеитовые базальты, слагающие основную
518массу КИП при тех же *PT*-параметрах (Шарков, Богатиков, 2015а; Sharkov et al., 2017). По-
519видимому, основной прирост новой нижней мафитовой коры происходит именно на этой
520стадии. Однако там отсутствуют потенциальные источники ксенолитов, и о результатах этого
521процесса можно судить только по ксенолитам в лампрофирах и кимберлитах, связанных с
522новыми эпизодами магматической активности. Поэтому о новообразованной нижней коре
523под траповыми областями, например, пермотриасовой Сибирской, можно только сказать,
524что скорее всего, она тогда как раз и формировалась.

525 Судя по имеющимся данным, в лампрофирах и кимберлитах ведущую роль играют
526такие же флюиды, что содержатся и в веществе мантийных плюмов, обеспечивающих
527формирование КИП (см. выше), особенно легкоподвижные флюиды/расплавы
528карбонатитового типа. Их происхождение, скорее всего, связано с процессами на границе
529внешнего (жидкого) ядра и мантии Земли. Однако взрывные явления, приводящие к захвату
530глубинных ксенолитов в ряду кимберлиты-лампрофиры-базальты, происходят на разных
531глубинах и по разным причинам: (1) в базальтах - за счет локального накопления
532вулканических газов под верхним охлажденным краем головы плюма на границе с зоной
533адиабатического плавления на глубинах 20-24 км; (2) в лампрофирах - также за счет
534локального накопления газообразных фаз между головой небольшого мантийного плюма и
535нижней корой на глубинах порядка 50-55 км. В этих случаях захват ксенолитов лавами
536играет подчиненную роль. В случае кимберлитов ситуация скорее обратная: согласно
537экспериментальным данным, при подъеме богатого CO₂ кимберлитового расплава на
538больших глубинах (~200 км) происходит быстрое падение растворимости в нем CO₂,
539сопровождающееся взрывообразным выделением последнего. Это приводит к дезинтеграции
540пород литосферы (мантии и коры), прилегающих к стремительно поднимающемуся
541кимберлитовому расплаву, и способствует захвату и быстрой транспортировке их фрагментов
542(ксенолитов и ксенокристаллов, включая алмазы) к поверхности (Гирнис, Рябчиков, 2005).

543

ВЫВОДЫ

544 1. Среднемеловые лампрофировые диатремы хр. Джебель Ансария содержат
545ксенолиты древней (неопротерозойской) нижней коры, сложенной преимущественно
546гранатовыми гранулитами и эклогитоподобными породами, происшедшими за счет Fe-Ti-
547оксидных габбро и клинопироксенитов. Среди ксенолитов наблюдаются также мегакристы
548граната и сростки граната с высоко-Al клинопироксеном, формировавшихся, скорее всего, за
549счет островодужных магм. Самыми молодыми, возможно, связанными с эпизодом
550лампрофировой активности, являются гранат-клинопироксен-роговообманковые породы,
551близкие по составу к мантийным ксенолитам «черной серии» в базальтах; они могут быть
552фрагментами небольших интрузивов по соседству с диатремами. Ксенолиты мантийных
553перидотитов в изученных нами популяциях отсутствуют.

554 2. По контрасту, позднекайнозойские платобазальты региона практически не содержат
555нижнекоровых ксенолитов (они в них редки), в то время как в их щелочных разновидностях
556широко развиты ксенолиты мантийных шпинелевых перидотитов (преимущественно
557лерцолитов) с секущими их жилами образований «черной серии» (клинопироксенитами,
558клинопироксен-роговообманковыми породами, горнблендитами, флогопититами и др.),
559происшедшими за счет высокоплотного флюида/расплава. Оба типа мантийных ксенолитов,
560скорей всего, являются фрагментами верхней охлажденной каймы головы плюма над зоной
561адиабатического плавления, вынесенными на поверхность новообразованными
562базальтовыми расплавами.

563 3. Мантийные ксенолиты в базальтах, по-видимому, представляют собой две главных
564разновидности вещества, входящих в состав материала термохимического плюма: (1)
565мантийные перидотиты и (2) флюидные компоненты, вероятно, поступившие из жидкого
566ядра и инициировавшие подъем мантийных плюмов. Иными словами, вещество головы
567мантийного термохимического плюма образовано истощенными перидотитами
568(преимущественно шпинелевыми лерцолитами) и насыщено флюидными компонентами,
569содержащими Fe, Ti, щелочи, Ba, Nb, Ta, ЛРЗЭ и другие несовместимые элементы, а также
570H₂O и CO₂.

571 4. Согласно термобарометрическим данным, породы «черной серии» формировались
572при 826-980°C на глубинах 21-27 км (0.7-0.9 GPa); соответственно, голова плюма могла
573достигать глубины 21 км, т.е. основания верхней (сиалической) коры. Зеленые перидотиты
574матрикса поступали с глубин 24-42 км (0.8-1.4 GPa). В середине мела этот интервал глубин
575занимала нижняя континентальная кора, которая, по-видимому, была смещена
576растекающейся головной частью позднекайнозойского термохимического мантийного
577плюма. Вещество такого плюма должно было уступать по плотности перидотитам и
578эклогитам литосферной мантии, но значительно превосходить плотность верхней

579(сиалической) коры, что, по-видимому, и определило верхний предел подъема головы
580мантийного плюма.

581 5. Редкие совместные находки в молодых базальтах провинции нижнекоровых и
582мантийных ксенолитов, по-видимому, свидетельствуют о том, что в кровле головных частей
583плюмов могли локально сохраняться остатки древней нижней коры.

584 6. Из всего этого следует, что в позднем кайнозое глубинная структура региона
585претерпела кардинальные изменения в связи с внедрением мантийного плюма и от прежней
586ситуации сохранились только древняя верхняя сиалическая кора. Скорее всего, со временем
587здесь за счет андерплейтинга будет образована новая нижняя кора, приведя к стандартному
588двухчленному строению разреза континентальной коры.

589

590

Благодарности

591 Авторы очень признательны академику Н.Л. Добрецову и анонимному рецензенту,
592которые просмотрели статью в рукописи и сделали ряд ценных замечаний.

593 Работа подготовлена при поддержке Программы Президиума РАН №19
594«Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферных процессов»
595(проект I.19 «Магматизм и образование флюидов и минералов в истории Земли»).

- 597 **Артюшков Е.В.** Физическая геодинамика. М.: Наука, 1993, 455 с.
- 598 **Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В.** Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010, 605 с.
- 600 **Гирнис А.В., Рябчиков И.Д.** Условия и механизмы генерации кимберлитовых магм // Геология рудных месторождений, 2005, т. 47, № 6, с. 524-536.
- 602 **Грачев А.Ф., Комаров А.Н.** Новые данные о содержании урана в континентальной и океанической мантии // Физика Земли, 1994, № 1, с. 3-9.
- 604 **Добрецов Н.Л.** Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587-604.
- 606 **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, ГЕО, 2001, 408 с.
- 608 **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.** Диаметр и время формирования головы плюма на подошве «тугоплавкого» слоя в литосфере // Докл. АН, 2006, т. 406 (1), с. 1099-104.
- 611 **Доусон Дж.Б.** Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983, 245 с.
- 612 **Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А.** Базальты Сибирской платформы // Новосибирск, Изд-во Наука, 1986, 245 с.
- 614 **Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.** Прорыв мантийных термохимических плюмов промежуточной тепловой мощности на поверхность // Геотектоника, 2016, № 2, с. 78-92.
- 616 **Лазько Е.Е.** Глубинные включения ультрамафитов в кимберлитах // в кн. Лазько Е.Е., Шарков Е.В. (ред.) Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М., Наука, 1988, с. 346-379.
- 619 **Лазько Е.Е., Серенко В.П., Коптиль В.И. и др.** Дистеновые алмазоносные эклогиты кимберлитовой трубки Сытыканская (Якутия) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 7, с. 35-146.
- 622 **Ионов Д.А.** Глубинные включения ультрамафитов в базальтах // в кн. Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. Ред. Е.Е. Лазько и Е.В. Шарков, М.: Наука, 1988, с. 310-338.
- 625 **Йодер Г.С., Тилли Э.К.** Происхождение базальтовых магм, М.: Мир, 1965. 248 с.
- 626 **Коваленко В.И., Соловова И.П., Наумов В.Б., Рябчиков И.Д., Ионов Д.А., Цепин А.И.** Мантийное минералообразование с участием углекислотно-сульфидно-силикатного флюида // Геохимия, 1986, № 3, с.280-303.
- 629 **Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В., Крашенинников В.А., Михайлов И.А., Разваляев А.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д., Уфлянд А.К., Фараджев В.А.** Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия. Л.: Недра, 1969, 216 с.

- 632 **Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней
633мантии. Новосибирск, Наука, 1974.
- 634 **Соболев Н.В., Абу Ассале Г., Кепежинскас В.В., Кепежинскас К.Б., Шараф М.,**
635**Фаллаха А., Киреев А.Д.** Лампрофиры меловых диатрем Сирийского рифта // Докл. АН
636СССР, 1990, т. 314 (2), с. 435-438.
- 637 **Шарков Е.В.** Мезозойский и кайнозойский базальтовый магматизм // В кн. Очерки
638геологии Сирии. Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: Наука, 2000, с. 177-200.
- 639 **Шарков Е.В., Богатиков О.А.** Эволюция тектономагматических процессов Земли и
640Луны // Геотектоника, 2010, № 2, с. 3-22.
- 641 **Шарков Е.В., Богатиков О.А.** «Корни» магматических систем крупных
642внутриконтинентальных изверженных провинций // Докл. АН, 2015а, т. 460 (5), с. 579-584.
- 643 **Шарков Е.В., Богатиков О.А.** Проблема эволюции ядра Земли: геолого-
644петрологические и палеомагнитные свидетельства // Докл. АН. 2015б, т. 462 (3), с. 346-351.
- 645 **Шарков Е.В., Богатиков О.А.** Процессы в континентальной литосфере при
646внедрении мантийного плюма (на примере Западной Сирии) // Докл. АН, 2016, т. 463 (4), с.
647463-468.
- 648 **Шарков Е.В., Джермакани Э., Ханна С., Багдасарян Г.П.** Первые К-Аг датировки
649диатрем кимберлитоподобных пород в прибрежной части Сирии // Докл. АН СССР, 1988, т.
650301 (4), с. 943-946.
- 651 **Шарков Е.В., Лазько Е.Е., Ханна С.** Глубинные включения эксплозивного центра
652Наби-Матта (северо-западная Сирия) // Геохимия, 1992, № 9, с. 1241-1261.
- 653 **Шарков Е.В., Снайдер Г.А., Тейлор Л.А., Лазько Е.Е., Джерде Э., Ханна С.**
654Геохимические особенности астеносферы под Аравийской плитой по данным изучения
655мантийных ксенолитов четвертичного вулкана Тель-Данун, Сирийско-Иорданское плато,
656Южная Сирия // Геохимия, 1996, № 9, с. 819-835.
- 657 **Ярмлюк В.В., Коваленко В.И.** Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их
658роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11
659(6), с. 556-586.
- 660 **Brandon, A.D., Norman, M.D., Walker, R.J., Morgan, J.W.** ¹⁸⁶Os-¹⁸⁷Os systematics of
661Hawaiian picrites // Earth Planet. Sci. Lett., 1999, v. 174, p. 25-42.
- 662 **Brey, G. P., Köhler, T.** Geothermobarometry in 4-phase lherzolites II. New
663thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // Journal of Petrology,
6641990, v. 31, p. 1353-1378.
- 665 **Downes, H.** Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle:
666a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced
667ultramafic massifs of Western and Central Europe // Journal of Petrology, 2001, v. 41, p. 233-250.

668 **Ernst, R.E.** Large Igneous Provinces. Cambridge. Cambridge Univ. Press, 2014., 653 p.

669 **Esperanca, S., Garfunkel, Z.** Ultramafic xenoliths from the Mt. Carmel area (Karem
670Maharal Volcano), Israel // *Lithos*, 1986, v. 19 (1), p. 43-49.

671 **Faccenna C., Thorsten W. Becker T.W., Jolivet L., Keskin M.** Mantle convection in the
672Middle East: Reconciling Afar upwelling, Arabia indentation and Aegean trench rollback // *Earth
673and Planetary Science Letters*. 2013. V. 375. P. 254-269

674 **French, S.W., Romanowicz, B.** Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle
675beneath major hotspots // *Nature*, 2015, v. 525, p. 95-99.

676 **Hansen, S.E., Nyblade, A.A., Benoit, M.H.** Mantle structure beneath
677Africa and Arabia from adaptively parameterized P-wave tomography:
678implications for the origin of Cenozoic Afro-Arabian tectonism // *Earth and
679Planetary Science Letters*, 2012, v. 319-320, p. 23-34.

680 **Irving, A.J.** Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts
681and implications for magmatic processes within the mantle // *American J. Science*, 1980., v. 280-A,
682Pt. 2, p. 389-426.

683 **Kaminsky, F.V.** The Earth's Lower Mantle. Composition and Structure. Springer, 2017,
684331 p. DOI: 10.1007/978-3-319-55684-0

685 **Ma, G. S.-K., Wang, K.-L., Malpas, J., Iizuka, Y., Xenophontos, C., Turkmani, A.A.,
686Chan, G.H.-N., Usuki, T. and Chan Q.H.-S.** Melt-pockets and spongy clinopyroxenes in mantle
687xenoliths from the Plio-Quaternary Al Ghab volcanic field, NW Syria: implications for the
688metasomatic evolution of the lithosphere // In: Khan, A., Deschamps F. (Ed.), *The Earth's
689Heterogeneous Mantle*. Springer International Publishing, Cham, 2015, p. 205-257.

690 **Maruyama, S.** Plume tectonics // *Journal of Geological Society of Japan*, 1994, v. 100, p.
69124-49.

692 **Mercier, J.C.** Single-Pyroxene Thermobarometry // *Tectonophysics*, 1980, v. 70, p. 1-37.

693 **Mittlefehld, D.W.** Petrology of high pressure clinopyroxenite series xenoliths. Mount
694Carmel. Israel // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1986, v. 94 (2), p. 245-252.

695 **Pearson, D.G., Canil, D., Shirey, S.B.** Mantle samples included in volcanic rocks:
696xenoliths and diamonds // *Treatise on Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 2003, v. 2, p. 172-221.

697 **Powell, R.** Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer
698calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // *J. Metamorph. Geol.*, 1985, v. 3,
699p. 231-243.

700 **Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann, A.W.** Precise Re-Os mineral isochron and Pb-
701Nd-Os isotope systematics of a mafic-ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) //
702*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 170, p. 447-461.

703 **Putirka, K.** Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // In: Putirka, K., Tepley,
704F. (Eds.), Minerals, inclusions and volcanic processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry
70569: Mineralogical Society of America, 2008, p. 61-120.

706 **Rudnick, R.L.** Growing from below // Nature, 1990, v. 347, (6295), p. 711-712.

707 **Ryabchikov, I.D., Sharkov, E.V., Kogarko, L.N.** Rhönite from mantle peridotites in
708Syria // Bull. Tethys Geological Society, Cairo, 2010, p. 9-13.

709 **Schaeffer, A.J., Lebedev, S.** Global shear speed structure of the upper mantle and transition
710zone // Geophys. J. Intern., 2013, v. 194, p. 417–449. doi: 10.1093/gji/ggt095.

711 **Sharkov, E., Bogina, M., Chistyakov, A.** Magmatic systems of large continental igneous
712provinces // Geosciences Frontiers, 2017, v. 8 (4), p. 621-640.

713 **Sharkov, E., Lebedev, V., Chugaev, A., Zabarinskaya, L., Rodnikov, A., Sergeeva, N.,**
714**Safonova, I.** The Caucasian-Arabian segment of the Alpine-Himalayan collisional belt: Geology,
715volcanism and neotectonics // Geoscience Frontiers, 2015, v. 6, p. 513-522.

716 **Stern, R.J., Kröner, A., Rashwan, A.A.** A late Precambrian (~710 Ma) high volcanicity rift
717in the southern Eastern Desert of Egypt // Geologische Rundschau, 1991, v. 80 (1), p. 155-170.

718 **Stern, R.J., Ali, K., Ren, M., Jarrar, G. H., Romer, R.L., Leybourne, M., and**
719**Whitehouse, M.J.** Cadomian (~560 Ma) Crust Buried beneath the Northern Arabian Peninsula:
720Mineral, Chemical, Geochronological, and Isotopic constraints from NE Jordan xenoliths // Earth
721and Planet. Sci., 2016, v. 436, p. 31-42.

722 **Taylor, W.R.** An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations
723for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet
724websterite // Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen, 1998, v. 172, p. 381-408.

725 **Walker, R.J., Morgan, J.W., Hanski, E.J., Smolkin, V.F.** Re-Os systematics of early
726Proterozoic ferropicrites, Pechenga complex, northwestern Russia: evidence for ancient ¹⁸⁷Os-
727enriched plume // Geochim. Cosmochim. Acta, 1997, v. 61, p. 3145-3160.

728 **Wilshire, H.G., Pike, J.E.N., Meyer, C.E., Schwarzman E,C.** Amphibole-rich veins in
729lherzolite xenoliths, Dish Hill and Deadman Lake, California // American J. Science, 1980, v. 280-
730A, Pt. 2, p. 576-593

731 **Witt-Eickschen, G., Seck, H.A.** Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel
732peridotite: an improved version of an empirical geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol., 1991,
733v. 106, p. 431-439.

734 **Yassen I.A.A.B.** Petrography and Mineral chemistry of the almanden garnet, and
735implication for kelifite texture in the Miocene alkali basaltic rocks North Eastern Jourdan // Intern.
736J. Geosciences, 2014, v.5, p. 222-237. doi: <http://www.scrip.org/journal/ijg>;

737

Подписи к рисункам

738 Рис. 1. Жила черной серии (справа) в зеленом шпинелевом лерцолите. Фото Х. Даунс
739(Н. Downes), личная презентация..

740

741 Рис. 2. Позднекайнозойские базальтовые плато Аравии. Серым показаны главные
742базальтовые плато Аравии; черным - базальтовые плато, где проводились наши работы.

743

744

745 Рис. 3. Оплавленный мегакристал керсутита в базальтовой пирокластике (А) и газовые
746пустотки в ксенолите «черной серии» (Б). Вулкан Тель-Данун, Южная Сирия (колл. Е.В.
747Шаркова).

748

749 Рис. 4. Содержания элементов в мантийных ксенолитах и базальтах-хозяевах,
750нормализованные к примитивной мантии (PM) и содержания РЗЭ - к хондриту С1. Вулкан
751Тель-Данун, Южная Сирия.

752

753 Рис. 5. Раскристаллизованный «расплавный пакет» в шпинелевом лерцолите.
754Плагиоклаз (Pl), магнетит (Mg), ильменит (Ilm) и девитрифицированное стекло трахитового
755состава (Gl); слева - корродированный первичный клинопироксен. Снято в отраженных
756электронах (BSE) (Ryabchikov et al., 2010).

757

758 Рис. 6. Схема строения магматических систем крупных изверженных провинций: А –
759начальная стадия; Б – зрелая стадия.

760 1 - вулканогенно-осадочные породы, 2 - промежуточные магматические очаги: а - на
761границе головы плюма и коры (андерплейтинг), б - расслоенные мафит-ультрамафитовые
762интрузивы, в - малоглубинные силлы; 3 - базальтовый расплав; 4 - зоны адиабатического
763плавления; 5 - реститы; 6 - краевая охлажденная кайма головы плюма; 7 - свежий материал,
764поступающий в головную часть мантийного плюма.

765

766 Рис. 7. Геологическая карта диатремы Рбанд; составил С. Ханна (S. Khanna). По
767Шарков (2000).

768 1 – современные осадки; 2 – кора выветривания по пирокластике, частично
769перекрытая современными осадками; 3 – лампрофировая пирокластика с вулканическими
770бомбами базальтов, ксенолитами нижней коры и мегакристаллами; 4 – юрские известняки и
771доломиты; 5 – края диатремы.

772

773 Рис. 8. Схема геологического строения лампрофировой диатремы Наби-Матта
774 1 - неогеновые базальты; 2 - поток меловых базальтов; 3 - известняки сеномана; 4 -
775 пирокластика лампрофирового состава; 5 - известняки апта-альба; 6 - известняки юры. На
776 врезке: 1 - местоположение диатремы Наби-Матта; 2 - лампрофировые диатремы района г.
777 Кардаха.
778
779 Рис. 9. Микрофотографии шлифов из ксенолитов диатремы Наби-Матта, колл. Е.В.
780 Шаркова.
781 а, б - эклогитоподобные породы (шл.138-8 и 162-2); в - гранатовый гранулит (шл. 125-
782 6); г - гранат-шпинель-клинопироксен-роговообманковая порода с Ва-цеолитом
783 (гармотомом) (шл. 125-3)..
784 Grt - гранат; Срх - клинопироксен; Kfs - керсутит; Pl - плагиоклаз; Ilm - ильменит; Spl
785 - шпинель; Zel - гармотом (бариевый цеолит).
786
787 Рис. 10. Составы клинопироксена и граната из главных разновидностей глубинных
788 ксенолитов диатремы Наби-Матта.
789 1 - эклогит-гранулитовая серия; 2 - гранат-клинопироксен-роговообманковая серия; 3
790 - гранат-клинопироксеновые сростки
791
792 Рис. 11. Нодуль трещиноватого граната со следами оплавления поверхности. Обр. 138-9,
793 колл. Е.В. Шаркова.
794
795 Рис. 12. Схема, иллюстрирующая формирование лампрофировой диатремы
796 1- зона адиабатического плавления головы небольшого плюма; 2 - охлажденная кайма
797 головы плюма; вещество плюма; 4 - место, где накапливаются флюидные компоненты
798

Подписи к рисункам

1
2 Рис. 1. Жила черной серии (справа) в зеленом шпинелевом лерцолите. Фото Х. Даунс
3(Н. Downes).

4
5 Рис. 2. Позднекайнозойские базальтовые плато Аравии. Серым показаны главные
6 базальтовые плато Аравии; черным - базальтовые плато, где проводились наши работы.

7
8
9 Рис. 3. Оплавленный мегакристал керсутита в базальтовой пирокластике (А) и газовые
10 пустотки в ксенолите «черной серии» (Б). Вулкан Тель-Данун, Южная Сирия (колл. Е.В.
11 Шаркова).

12
13 Рис. 4. Содержания элементов в мантийных ксенолитах и базальтах-хозяевах,
14 нормализованные к примитивной мантии (PM) и содержания РЗЭ - к хондриту С1. Вулкан
15 Тель-Данун, Южная Сирия.

16
17 Рис. 5. Раскристаллизованный «расплавный пакет» в шпинелевом лерцолите.
18 Плагиоклаз (Pl), магнетит (Mg), ильменит (Ilm) и девитрифицированное стекло трахитового
19 состава (Gl); слева - корродированный первичный клинопироксен. Снято в отраженных
20 электронах (BSE) (Ryabchikov et al., 2010).

21
22 Рис. 6. Схема строения магматических систем крупных изверженных провинций: А –
23 инициальная стадия; Б – зрелая стадия.

24 1 - вулканогенно-осадочные породы, 2 - промежуточные магматические очаги: а - на
25 границе головы плюма и коры (андерплейтинг), б - расслоенные мафит-ультрамафитовые
26 интрузивы, в - малоглубинные силлы; 3 - базальтовый расплав; 4 - зоны адиабатического
27 плавления; 5 - реститы; 6 - краевая охлажденная кайма головы плюма; 7 - свежий материал,
28 поступающий в головную часть мантийного плюма.

29
30 Рис. 7. Геологическая карта диатремы Рбанд (по С. Ханна (S. Khanna)).

31 1 – современные осадки; 2 – кора выветривания по пирокластике, частично
32 перекрытая современными осадками; 3 – лампрофировая пирокластика с вулканическими
33 бомбами базальтов, ксенолитами нижней коры и мегакристаллами; 4 – юрские известняки и
34 доломиты; 5 – края диатремы.

35

36 Рис. 8. Схема геологического строения лампрофировой диатремы Наби-Матта
37 1 - неогеновые базальты; 2 - поток меловых базальтов; 3 - известняки сеномана; 4 -
38 пирокластика лампрофирового состава; 5 - известняки апта-альба; 6 - известняки юры. На
39 врезке: 1 - местоположение диатремы Наби-Матта; 2 - лампрофировые диатремы района г.
40 Кардаха.

41

42 Рис. 9. Микрофотографии шлифов из ксенолитов диатремы Наби-Матта, колл. Е.В.
43 Шаркова.

44 а, б - эклогитоподобные породы (шл. 138-8 и 162-2); в - гранатовый гранулит (шл. 125-
45 56); г - гранат-шпинель-клинопироксен-роговообманковая порода с Ва-цеолитом
46 (гармотомом) (шл. 125-3)..

47 Grt - гранат; Срх - клинопироксен; Krs - керсутит; Pl - плагиоклаз; Ilm - ильменит; Spl
48 - шпинель; Zel - гармотом (бариевый цеолит).

49

50 Рис. 10. Составы клинопироксена и граната из главных разновидностей глубоководных
51 ксенолитов диатремы Наби-Матта.

52 1 - эклогит-гранулитовая серия; 2 - гранат-клинопироксен-роговообманковая серия; 3 -
53 гранат-клинопироксеновые сростки

54

55 Рис. 11. Нодуль трещиноватого граната со следами оплавления поверхности. Обр. 138-9,
56 колл. Е.В. Шаркова.

57

58 Рис. 12. Схема, иллюстрирующая формирование лампрофировой диатремы

59 1- зона адиабатического плавления головы небольшого плюма; 2 - охлажденная кайма
60 головы плюма; 3 - вещество плюма; 4 - место, где накапливаются флюидные компоненты

61

62

Таблица 1. Составы мантийных ксенолитов и вмещающих их базальтов. Вулкан Тель-Данун, Южная Сирия

№ пробы	149/1 6	814-1	819-26	20/12- 1	217/2-2	814/12	814-4	814-10	819-17	814/5	814/9
Компон.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO₂	47,32	44,73	44,90	44,28	43,67	39,81	38,9 3	40,55	41,5 8	41,28	44,46
TiO₂	2,43	2,59	2,68	4,43	5,04	5,67	0,07	0,24	0,09	0,07	0,17
Al₂O₃	14,91	14,97	14,00	13,40	13,33	14,03	1,09	1,70	2,44	2,04	3,46
Fe₂O₃*	13,06	14,41	14,29	13,40	13,74	11,21	8,84	13,71	11,71	9,07	7,70
MnO	0,15	0,20	0,20	0,11	0,06	0,10	0,14	0,22	0,18	0,14	0,13
MgO	9,20	8,69	8,72	10,96	9,17	13,12	45,2 2	40,89	40,3 5	44,04	38,62
CaO	9,57	8,52	8,61	10,63	9,41	10,83	0,97	1,67	1,91	1,68	3,58
Na₂O	2,75	3,76	3,49	2,40	2,86	2,60	0,12	0,19	0,34	0,16	0,32
K₂O	0,82	1,17	1,58	0,88	1,46	1,59	0,03	0,05	0,11	0,06	0,10
P₂O₅	0,31	0,63	0,71	0,16	0,12	0,03	0,02	0,03	0,03	<0,0 2	<0,02
ППП	nd	<0,1 0	<0,1 0	nd	nd	0,70	3,81	<0,1 0	0,22	0,28	0,52
Сумма	100,5	99,67	99,18	100,6 5	98,86	99,69	99,2 4	99,25	98,9 6	98,82	99,06
Li	nd	7,7	15	nd	nd	5,5	1,9	6,6	11	2,7	2,4
Sc	24,2	22	16	26,8	24,2	32	7,7	8,0	11	6,8	16
V	nd	185	185	nd	nd	524	34	45	46	32	89
Cr	392	187	248	52,3	18	16	1802	2590	2094	986	1216
Co	64,9	51	52	78,7	86,7	65	118	112	111	108	88
Ni	430	164	204	267	518	188	2419	2011	2075	2227	1953
Cu	nd	58	76	nd	nd	52	7,4	10	18	5,9	60
Rb	25,3	12	18	10,5	nd	4,9	0,67	1,2	2,3	0,70	0,64
Sr	622	816	776	575	nd	473	20	26	38	8,5	11
Y	nd	23	22	nd	nd	14	0,79	2,2	2,0	1,5	2,9
Zr	143	279	272	98	93	46	7,2	12	12	3,1	6,4
Nb	nd	39	49	nd	nd	12	1,5	1,2	2,2	0,16	0,35
Ba	155	195	413	119	191	130	16	64	30	30	7,0
La	15,6	31	35	5,56	5,77	3,5	1,0	0,92	1,7	0,44	0,67
Ce	36,3	65	73	16,7	19,3	12	2,2	2,7	4,3	0,65	1,3
Pr	nd	8,0	9,0	nd	nd	2,2	0,27	0,43	0,60	0,12	0,21
Nd	16,6	32	35	13,8	16,1	13	0,98	2,2	2,6	0,56	1,1
Sm	4,5	6,9	7,6	4,62	5,13	4,0	0,22	0,63	0,54	0,15	0,37
Eu	1,53	2,3	2,8	1,66	1,64	1,5	0,09	0,26	0,22	0,072	0,13
Gd	nd	6,2	7,0	nd	nd	4,3	0,19	0,56	0,52	0,17	0,49
Tb	0,78	1,0	1,0	0,69	0,65	0,67	0,03 3	0,10	0,07 9	0,027	0,080
Dy	nd	5,2	5,2	nd	nd	3,6	0,18	0,52	0,41	0,27	0,57
Ho	nd	1,0	0,94	nd	nd	0,63	0,03 1	0,088	0,07 6	0,058	0,14

Er	nd	2,4	2,2	nd	nd	1,4	0,07 4	0,20	0,22	0,17	0,40
Tm	nd	0,34	0,32	nd	nd	0,18	0,01 0	0,029	0,02 6	0,026	0,055
Yb	1,598	2,0	1,8	1,22	0,672	0,83	0,08 0	0,19	0,20	0,16	0,37
Lu	0,248	0,28	0,25	0,181	0,073	0,11	0,00 9	0,020	0,03 2	0,022	0,049
Hf	3,72	5,6	5,6	2,24	2,72	1,5	0,06	0,14	0,23	bdl	0,015
Ta	1,86	2,2	2,7	0,88	1,31	0,96	0,21	0,007	0,18	0,048	0,085
Pb	nd	3,8	6,4	nd	nd	1,7	1,4	2,0	0,88	2,2	0,38
Th	1,19	2,7	3,0	2,16	1,9	nd	0,12	0,091	0,13	bdl	bdl
U	2,07	0,89	0,96	nd	nd	0,020	0,04 7	0,071	0,04 6	0,017	0,052

Примечания. Содержания главных компонентов в мас.%, редких и редкоземельных - в г/т. * - приведено суммарное железо в виде Fe₂O₃; nd - содержания не определялись; bdl - содержания ниже предела обнаружения. Породы: 1-3 - базальты-хозяева; 4-6 - керсутит; 7 - Sr гарцбургит; 8-11 - Sr лерцолит. Колл. Е.В. Шаркова
Анализы выполнены в ЦКП "ИГЕМ-Аналитика"

Табл. 2. Химические составы пород диатремы Наби-Магта и нижнекоровых ксенолитов, по (Шарков и др., 1992)

№№ обр	138-1	122	124-4	72-1	72-2	125-7	138-8	164-4	125-6	138-9
Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	28.70	35.3	45.62	43.00	44.75	46.00	40.46	50.16	47.22	40.80
TiO ₂	1.78	0.84	1.16	2.26	2.02	0.72	4.53	2.21	3.04	0.55
Al ₂ O ₃	7.20	9.61	17.97	13.30	12.39	11.08	14.28	14.08	17.59	22.20
Cr ₂ O ₃	0.023	0.058	0.04	-	0.06	0.30	0.083	0.029	-	0.005
Fe ₂ O ₃	5.02	5.00	5.16	6.44	5.06	3.60	5.79	5.35	2.90	2.05
FeO	3.13	4.23	7.58	5.06	8.65	6.00	12.24	6.72	6.38	10.00
MnO	0.11	0.22	0.35	0.16	0.16	0.37	0.19	0.19	0.15	0.31
MgO	12.71	17.45	6.20	11.77	9.46	13.27	10.54	7.05	7.86	17.14
CaO	17.95	9.44	9.96	10.36	9.36	14.64	8.01	5.93	9.84	4.80
Na ₂ O	0.36	0.70	2.28	2.80	2.24	1.10	0.96	2.14	2.25	0.098
K ₂ O	0.90	0.96	0.76	1.03	1.14	0.70	0.94	2.50	1.10	0.59
P ₂ O ₅	0.38	0.50	0.41	0.62	0.55	0.018	0.02	0.62	0.005	н.о.
V ₂ O ₅	0.021	0.023	0.039	-	-	0.05	0.074	0.045	-	0.03
NiO	0.026	0.021	0.013	-	0.03	0.029	0.042	0.008	-	0.0074
CoO	0.006	0.006	0.006	-	0.007	0.005	0.009	0.004	-	0.0082
SO ₃	-	0.036	0.009	0.01	-	0.07	0.11	0.11	0.18	0.44
CO ₂	12.77	6.43	0.00	0.79	0.00	0.058	-	-	0.32	-
H ₂ O [±]	9.05	9.01	3.19	3.12	3.53	2.73	1.33	2.73	0.85	0.84
Сумма	100.3 4	100.1 4	100.7 5	100.7 2	99.55	99.51	99.61	99.91	99.73	99.87

Примечание: 1-2 - лампрофировая пирокластика; в анализе 1 в сумму также включены (мас. %): BaO=0.16 и SrO=0.039; 3 - базальтовая бомба в пирокластике; 4-5 - перекрывающие базальты неогена; 6-10 - ксенолиты: 6-7 - эклогитоподобные породы; в анализах 6 и 7 в

сумму включены (мас.%): Rb_2O = 0,0019 и 0,0016, SrO = 0,0,020 и 0,0109; BaO = 0,0071 и 0,0016; 8-9 - гранатовые гранулиты; 10 - мегакрист граната.

Табл. 2. Химические составы пород диатремы Наби-Матта и нижнекоровых ксенолитов, по (Шарков и др., 1992)

№№ обр	138-1	122	124-4	72-1	72-2	125-7	138-8	164-4	125-6	138-9
Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	28.70	35.30	45.62	43.00	44.75	46.00	40.46	50.16	47.22	40.80
TiO ₂	1.78	0.84	1.16	2.26	2.02	0.72	4.53	2.21	3.04	0.55
Al ₂ O ₃	7.20	9.61	17.97	13.30	12.39	11.08	14.28	14.08	17.59	22.20
Cr ₂ O ₃	0.02	0.06	0.04	-	0.06	0.30	0.08	0.03	-	0.01
Fe ₂ O ₃	5.02	5.00	5.16	6.44	5.06	3.60	5.79	5.35	2.90	2.05
FeO	3.13	4.23	7.58	5.06	8.65	6.00	12.24	6.72	6.38	10.00
MnO	0.11	0.22	0.35	0.16	0.16	0.37	0.19	0.19	0.15	0.31
MgO	12.71	17.45	6.20	11.77	9.46	13.27	10.54	7.05	7.86	17.14
CaO	17.95	9.44	9.96	10.36	9.36	14.64	8.01	5.93	9.84	4.80
Na ₂ O	0.36	0.70	2.28	2.80	2.24	1.10	0.96	2.14	2.25	0.10
K ₂ O	0.90	0.96	0.76	1.03	1.14	0.70	0.94	2.50	1.10	0.59
P ₂ O ₅	0.38	0.50	0.41	0.62	0.55	0.02	0.02	0.62	0.01	н.о.
V ₂ O ₅	0.02	0.02	0.04	-	-	0.05	0.07	0.05	-	0.03
NiO	0.03	0.02	0.01	-	0.03	0.03	0.04	0.01	-	0.01
CoO	0.01	0.02	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.01
SO ₃	-	0.04	0.01	0.01	-	0.07	0.11	0.11	0.18	0.44
CO ₂	12.77	6.43	0.00	0.79	0.00	0.06	-	-	0.32	-
H ₂ O [±]	9.05	9.01	3.19	3.12	3.53	2.73	1.33	2.73	0.85	0.84
Сумма	100.14	99.85	100.75	100.72	99.55	100.75	99.60	99.88	99.69	99.88

Примечание: 1-2 - лампрофировая пирокластика; в анализе 1 в сумму также включены (мас. %): BaO=0.16 и SrO=0.039; 3 - базальтовая бомба в пирокластике; 4-5 - перекрывающие базальты неогена; 6-10 - ксенолиты: 6-7 - эклогитоподобные породы; в анализах 6 и 7 в сумму включены (мас. %): Rb₂O= 0,0019 и 0.0016, SrO=0.0,020 и 0,0109; BaO=0,0071 и 0,0016; 8-9 - гранатовые гранулиты; 10 - мегакрист граната.

Figure 16



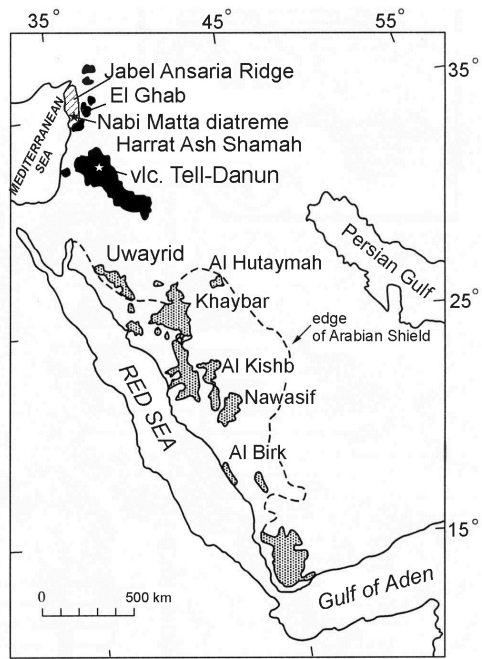
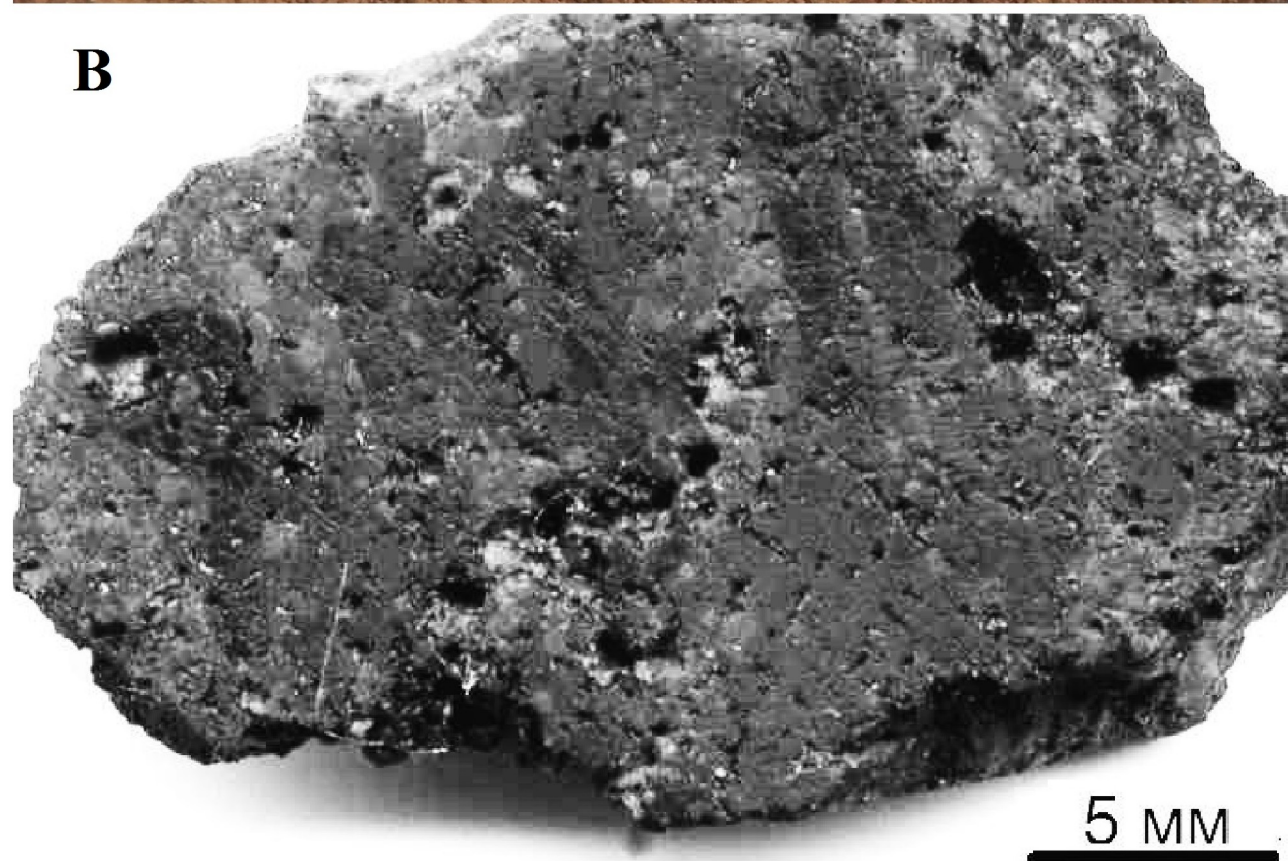
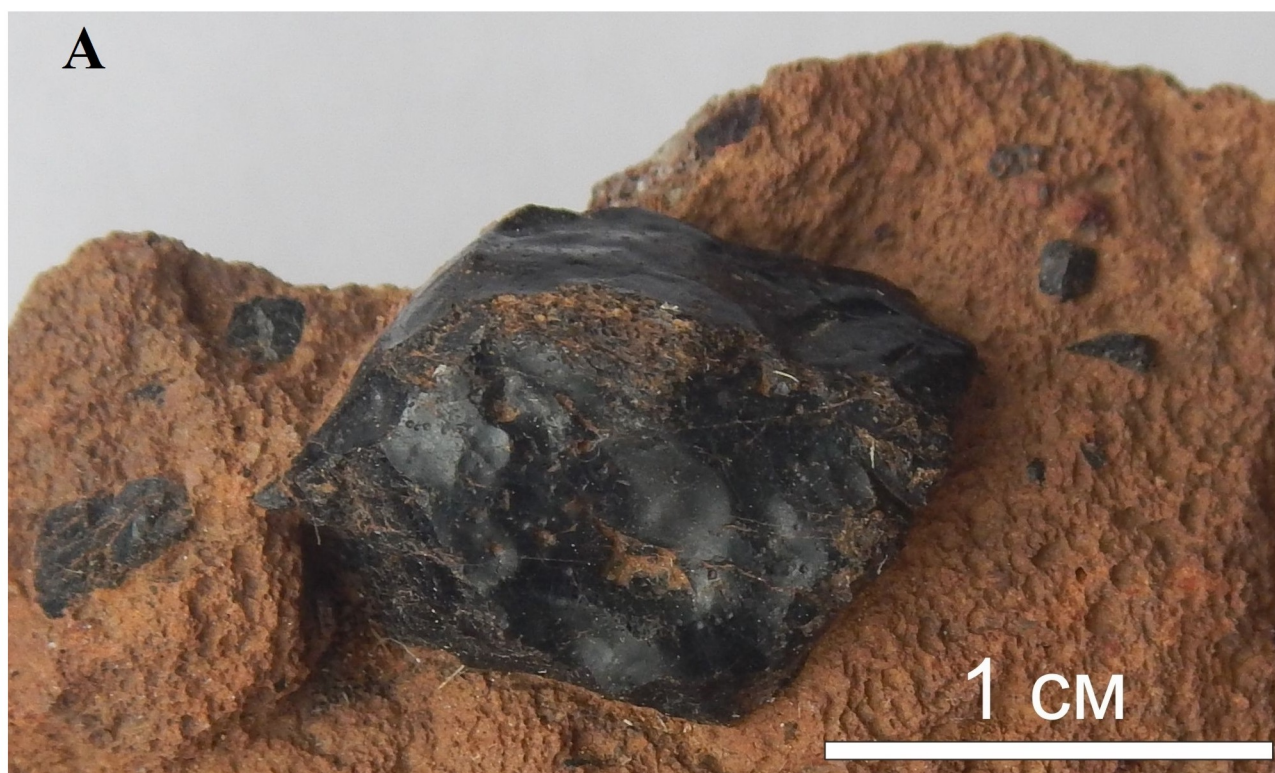
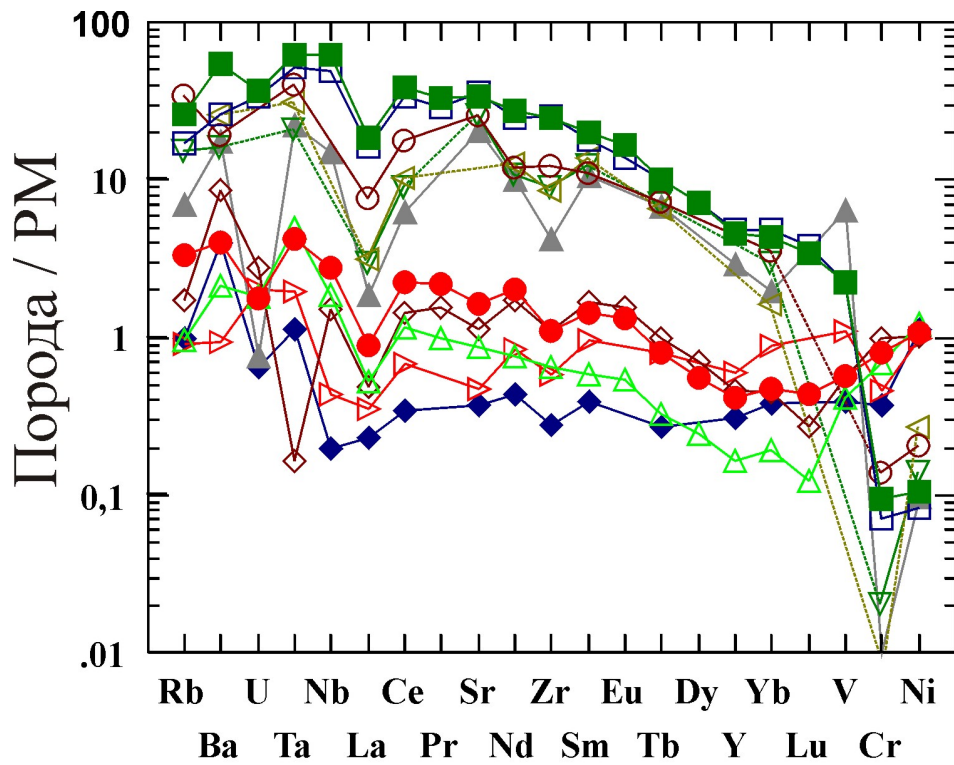


Figure 17





- 819/26 Базальт
- 149/16 Базальт
- 814/1 Базальт
- ◇ 814/10 Sp гарцбургит
- △ 814/4 Sp лерцолит
- 819/17 Sp лерцолит
- ◆ 814/5 Sp лерцолит
- ▷ 814/9 Sp лерцолит
- ▽ 20/12-1(k) Керсутит
- ◁ 217/2-2(k) Керсутит
- ▲ 814/12 Керсутит

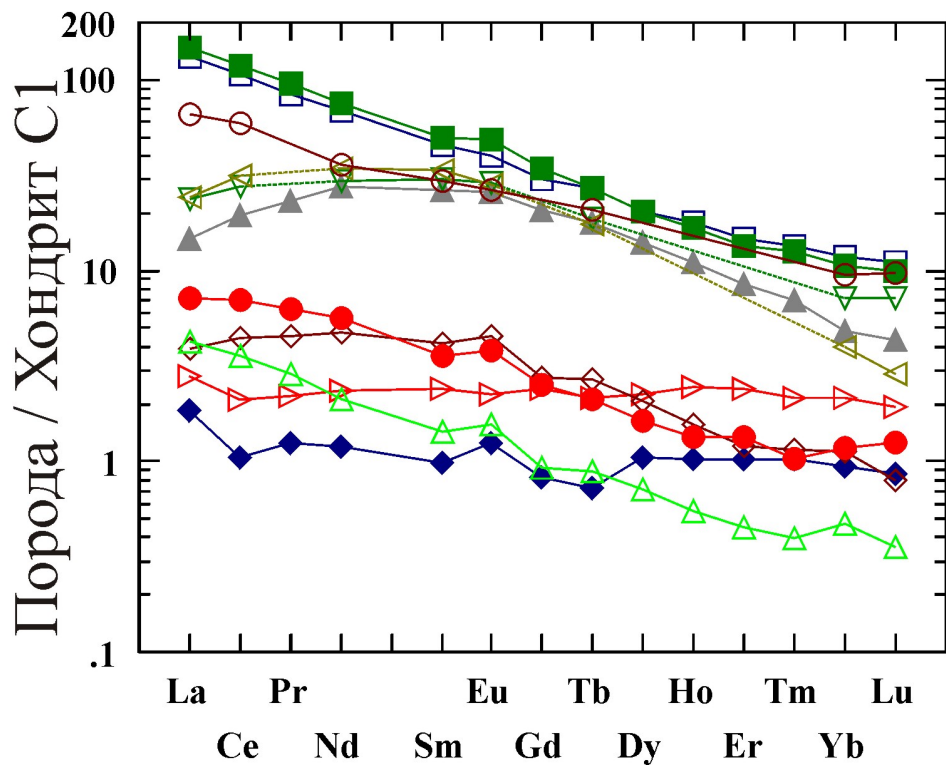
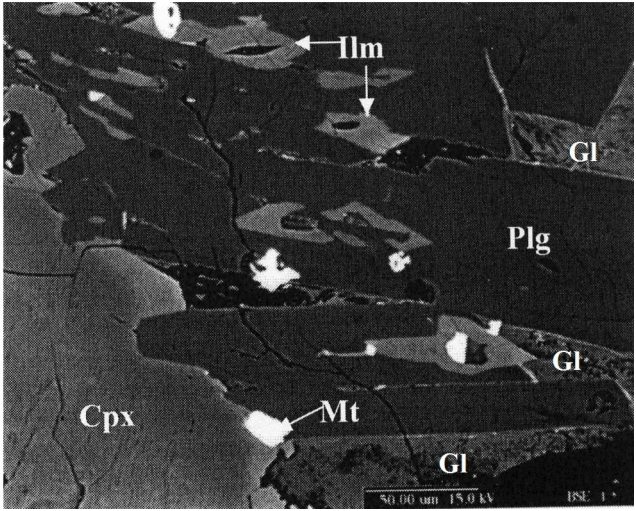
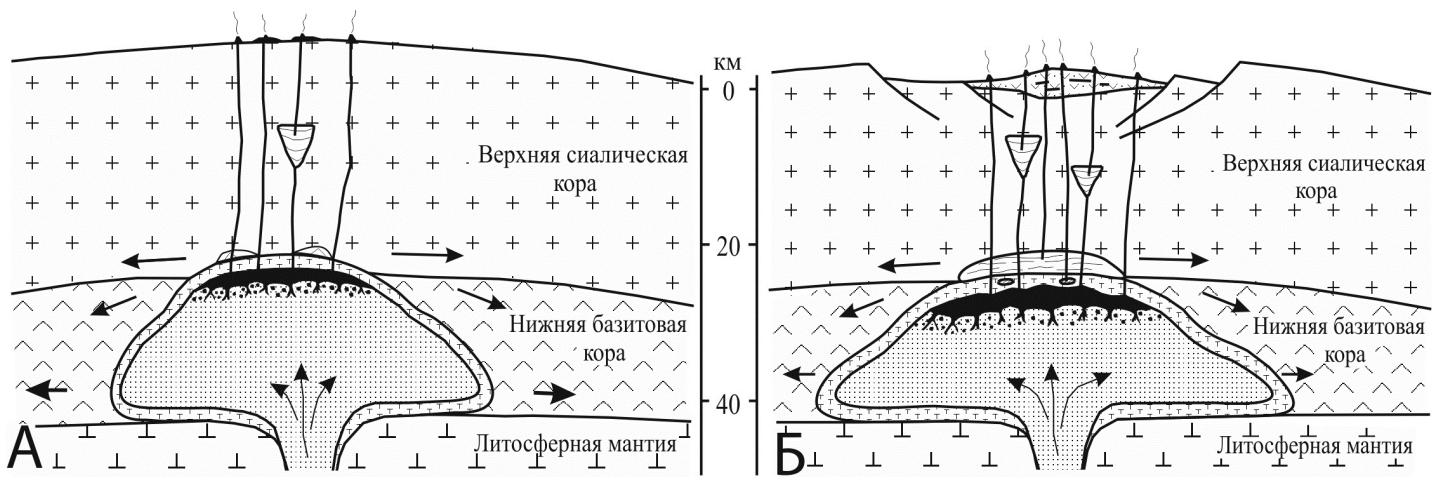
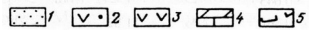
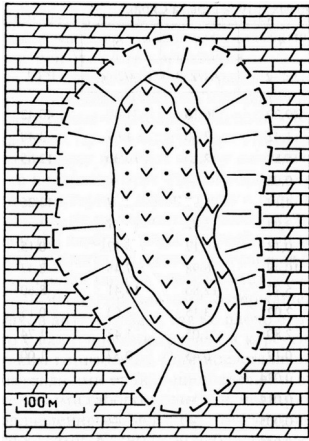


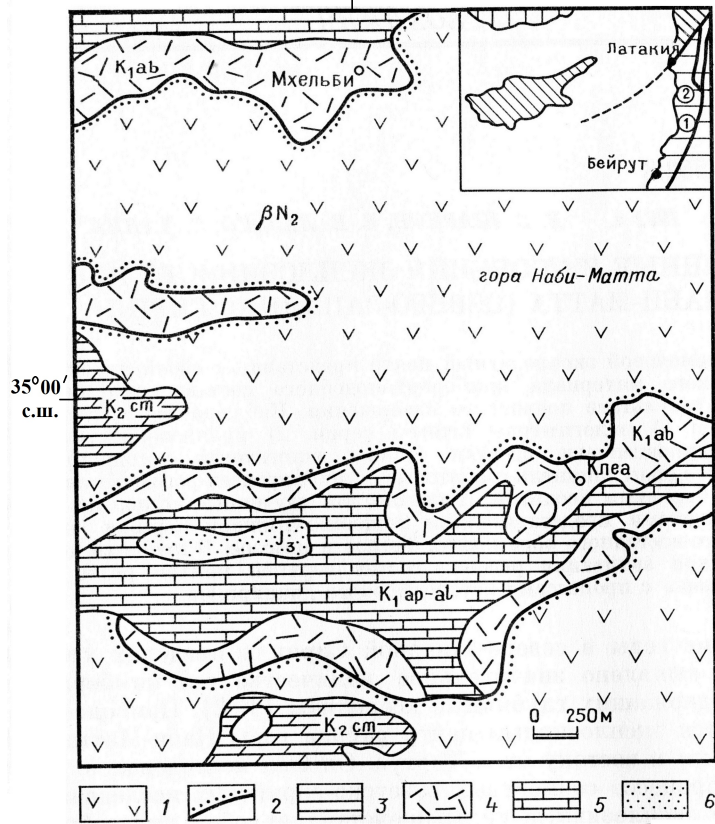
Figure 19

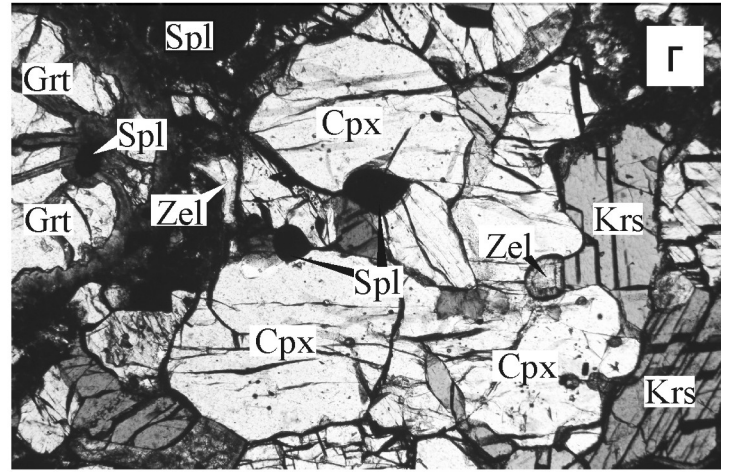
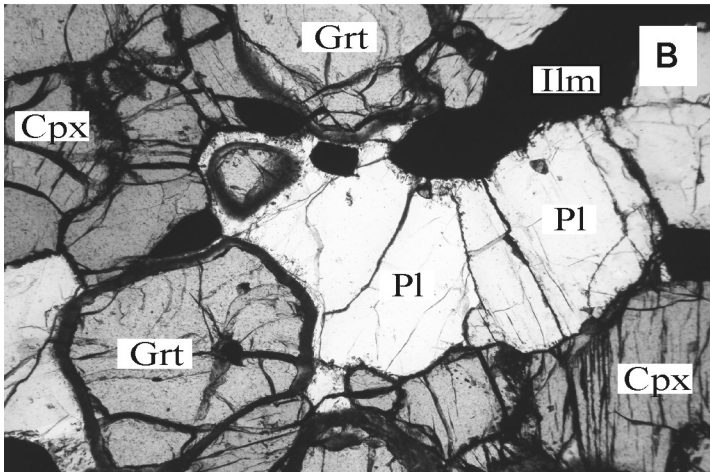
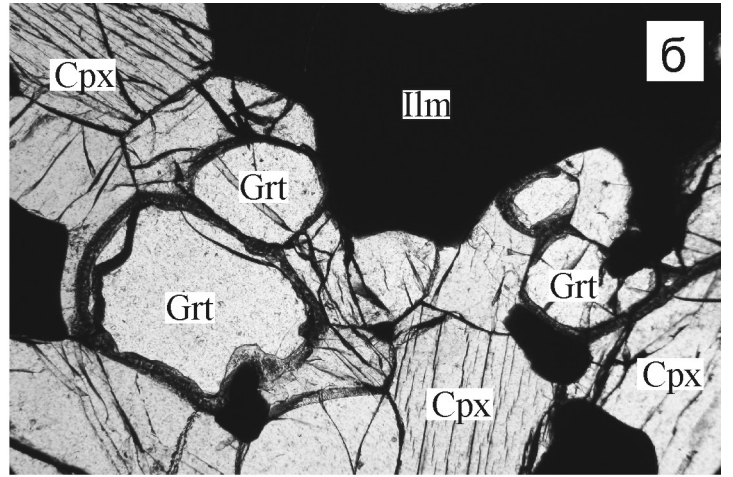
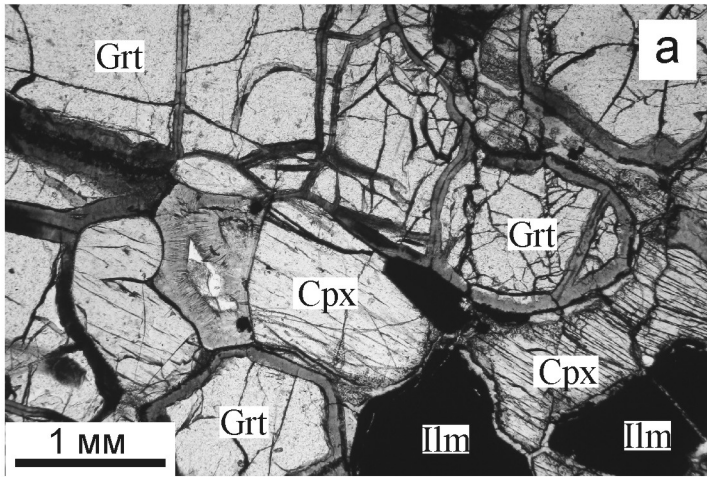


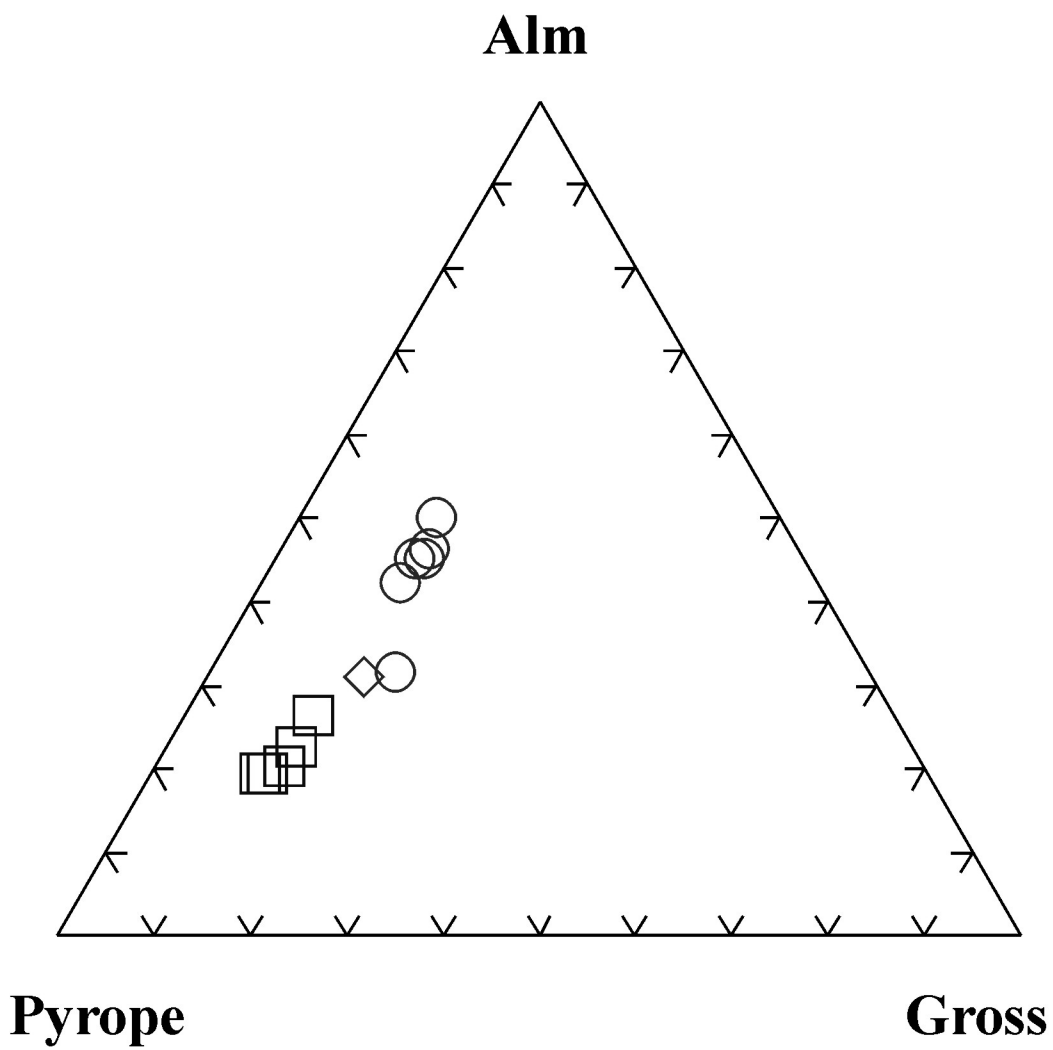
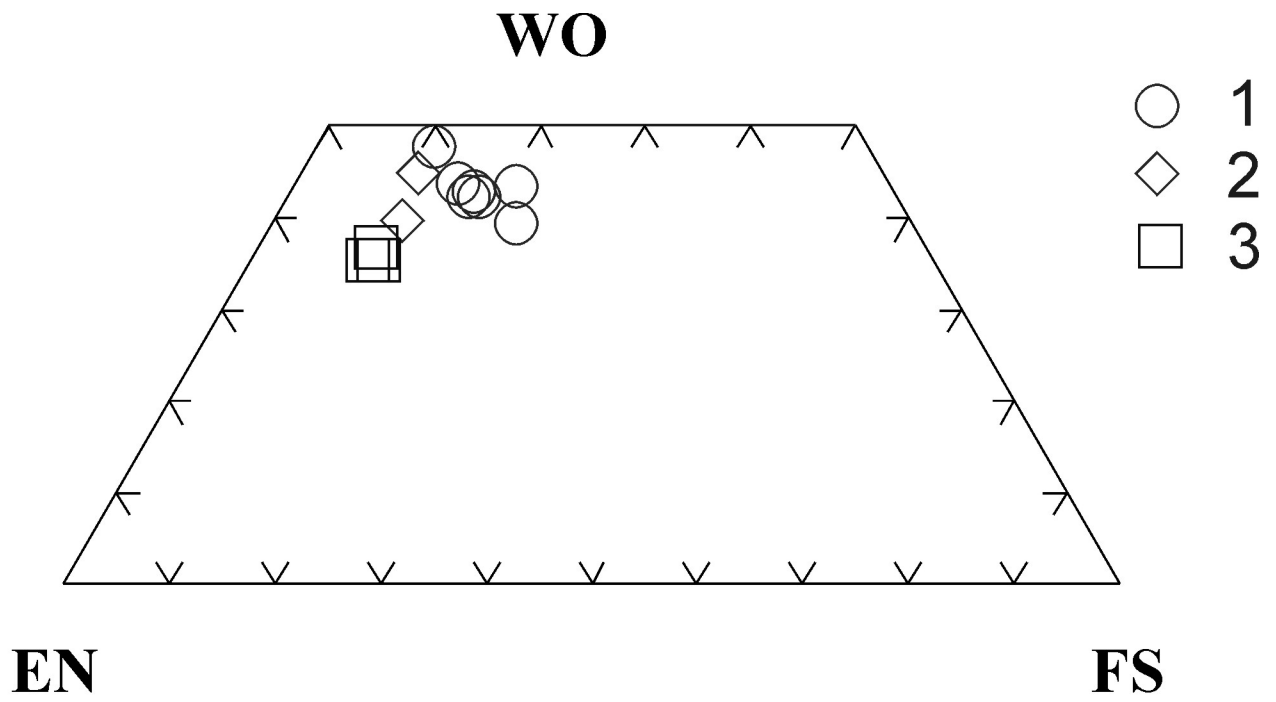




36°07' в. д.

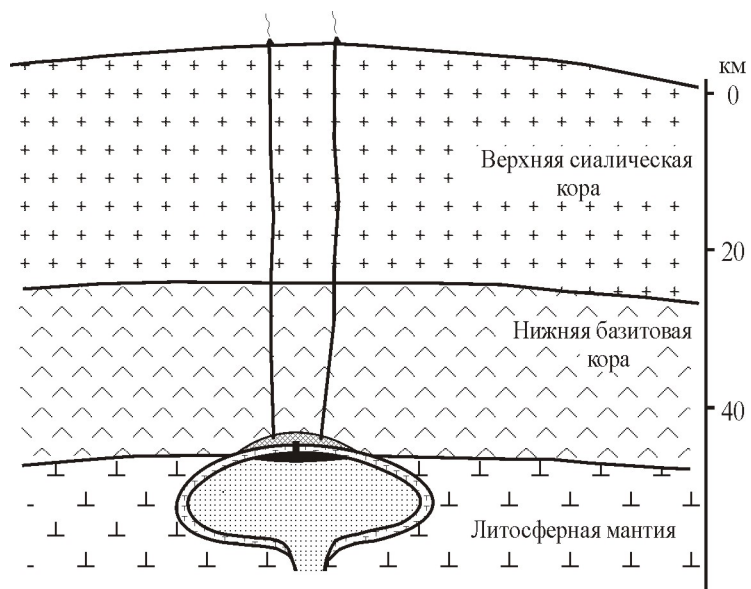








2 cm



- 1
- 2
- 3
- 4