

шения весьма сложных вопросов, так что основой для развития теоретической геотектоники должен быть широкий комплекс геологических, геофизических, геохимических, сравнительно-планетологических, астрофизических и экспериментальных данных [24].

Необходимо дальнейшее изучение петрологических, геохимических и геофизических аспектов

процессов океанизации земной коры, изучение механизмов влияния космического фактора на эволюцию тектонических процессов. Следует продолжить эксперименты при высоких давлениях и температурах, уточняющие характер полиморфных превращений, реологическое и физико-химическое поведение вещества в зависимости от P-T параметров и состава активных флюидов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
2. Барсуков В.Л., Урусов В.С. Фазовые превращения в мантии и расширение Земли // Природа. 1983. № 5. С. 16—25
3. Белоусов В.В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций // Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол. 1969. Т. 46. В. 4. С. 5—23.
4. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Взаимодействие земной коры и верхней мантии // Геотектоника. 1986. № 6. С. 8—20.
5. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра. 1978. 232 с.
6. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
7. Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960. 234 с.
8. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1992. Ч. 1. 176 с. Ч. 2. 242 с.
9. Вегенер А.В. Происхождение материков и океанов. М.: ГИЗ, 1924. 158 с.
10. Гельман М.Л. О чем рассказывают дискриминантные и другие петрохимические диаграммы: критика узнавания геодинамических образов // Мат. сов. «Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма». М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 166—169.
11. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др. Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. 334 с.
12. Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
13. Земная кора и верхняя мантия / Под ред. П. Харта. М.: Мир, 1972. 640 с.
14. Иогансон Л.И. Движущие силы тектогенеза в геотектонических гипотезах // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. В. 5. С. 3—20.
15. Караулов В.В. О тектоническом районировании Дальнего Востока России // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 3. С. 3—8.
16. Кнопов Л. Дрейф материков и конвекция // Земная кора и верхняя мантия / Под ред. П. Харта. М.: Мир, 1972. С. 595—602.
17. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
18. Мазарович О.А., Найдин Д.П., Цейслер В.М. Палеомагнитные и историко-геологические реконструкции: проблемы и нерешенные вопросы. Статья 4. Завершение обсуждения // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. В. 6. С. 105—122.
19. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
20. Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры / Под ред. В.В. Белоусова и др. М.: Недра, 1986. 231 с.
21. Обуэн Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). М.: Мир, 1967. 301 с.
22. Океанизация Земли — альтернатива неомобилизма / Сб. научных статей / Под ред. И.А. Резанова и др. Калининград. Изд-во Калининградского ун-та., 2004. 268 с.
23. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и глобальная тектоника // Мат.сов. «Тектоника неогеня: общие и региональные аспекты». Т.2. М.: Геос, 2001. С. 94—97.
24. Пущаровский Ю.М. Глобальная тектоника в перспективе // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. В. 2. С. 3—7.
25. Резанов И.А. Эволюция представлений о земной коре. М.: Наука, 2002. 300 с.
26. Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: Институт физики Земли РАН, 2002. 236 с.
27. Такеучи Х., Уеда С., Канамори Х. Движутся ли материи? М.: Мир, 1970. 248с.
28. Успенский Е.П. Тектоническая природа зеленокаменных поясов раннего докембрия // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. №4. С. 3—13.
29. Успенский Е.П. Эндогенные процессы и тектоника в раннем докембрии // Изв. вузов. Геология и разведка. 2001. № 1. С. 3—12.
30. Успенский Е.П. Развитие подвижных поясов и механизмы складкообразования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. В. 5. С. 3—13.
31. Успенский Е.П. Некоторые вопросы геотектоники и современные подходы к решению // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 2. С. 78—83.
32. Успенский Е.П. Строеие, закономерности и механизмы развития гранит-зеленокаменных областей раннего докембрия // Океанизация Земли — альтернатива неомобилизма. Калининград: Изд-во Калининградского ун-та, 2004. С. 162—185.
33. Успенский Е.П. Орогенез как следствие эндогенных процессов начальной и конечной стадий тектонических циклов // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005. № 4. С. 5—9.
34. Успенский Е.П. О тектонических условиях развития альпийских складчатых систем на юге Европы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2006. № 3. С. 3—10.
35. Фролов В.Т. О науке геология. Статья 2. Геологические теории // Вестн. МГУ. Серия геология. 2001. № 1. С. 3—11.
36. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
37. Шолпо В.Н. Роль эмпирических обобщений и гипотез в геотектонике // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 41—49.
38. Andrusov D. Les principaux plissements alpins dans le domaine des Carpathes occidentales // Livre jubilaire P.Fallo. Mem. Soc. Geol. France, hors-ser.1961. V 2. P. 519—528.
39. Bertrand M. La chaine des Alpes et la formation du continent Europeen // Bull. Soc. Geol. France. 1887. 15(3). P. 423—447.
40. Birkenmajer K. Tektonika Pieninskiego Pasa Skatowego Region // Geol. Polski. 1953. №2. P. 40—52.
41. Dana J.D. On some results of the earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the earth's interior // Am. J. 1873. Sci.5. P. 423—443; Sci. 6. P. 6—14, 104—115, 161—171.
42. Hall J. Introduction, Natural History of New York. Geol.Surv. N. Y. pt.6. Paleont. v. 1,3. 1853. 96 p.
43. Haug E. Les geosynclinaux et les aires continentales. Bull. Soc. geol. Fr. 1900. 28 (3). P. 617—711.
44. Jeffreys H. The Earth. Cambridge. Cambridge Univ. Press 1962. 420 p.

Российский государственный геологоразведочный университет  
Рецензент — В.М. Цейслер

#### МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.323.6:551.311.22

А.В. БОВКУН, В.В. ТРЕТЯЧЕНКО, В.К. ГАРАНИН

### ОСОБЕННОСТИ ИНДИКАТОРНЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ ИЗ ПОЗДНЕВИЗЕЙСКОГО КОЛЛЕКТОРА БАССЕЙНА Р. ПАДУН ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО РАЙОНА

Изучены особенности морфологии и химического состава индикаторных минералов кимберлитов (пикроильменита, хромшпинелидов и пирропа) из поздневизейского аллювиального коллектора бассейна верхнего течения р. Падун в северной части Зимнебережного района Архангельской алмазоносной провинции (ААП), сформированного в условиях жаркого гумидного климата. Полученные данные свидетельствуют о полигенности и полихронности выявленных ореолов, образованных в значительной мере в результате размыва мощной зрелой коры выветривания латеритного типа, в том числе и по алмазоносным кимберлитам.

По результатам стратиграфических и литолого-фациальных исследований нижнесреднекаменноугольных терригенных отложений Зимнебережного алмазоносного района (ЗБР) кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья выделены три типа промежуточных коллекторов алмазов и их минералов-спутников [1—9]: верхневизейский алексинско-михайловский, глинисто-песчаный — аллювиальный (груборучейская свита); верхневизейско-нижнесерпуховский, глинисто-песчаный — прибрежно-морской (телзинская свита); нижнемосковский каширский, существенно песчаный — аллювиальный в низах и прибрежно-морской в средней и верхней частях разреза (урзугская свита).

В отличие от телзинской и урзугской свит, которые формировались в условиях жаркого аридного климата, время образования отложений верхневизейского возраста характеризовалось жарким гумидным климатом на фоне широко развитых зрелых кор выветривания латеритного типа. Последнее — один из важнейших факторов специфики связанных с такими корами ореолов индикаторных минералов кимберлитов (ИМК). Литолого-фациальная характеристика и палеогеографические условия образования каменноугольных коллекторов и ИМК из урзугского коллектора приведены в [4, 6—8].

Аллювиальные отложения верхневизейского подъяруса С<sub>1</sub> пользуются достаточно широким площадным развитием на северном фланге ЗБР, где они выполняют обширную долинообразную депрессию размером ≈ 60×15 км (рис. 1). В литологическом отношении это чрезвычайно изменчивая толща красноцветно-пестроцветных песчаных,

песчано-глинистых, в меньшей мере гравийных и гравийно-песчаных, весьма слабо литифицированных отложений. Установлено, что они являются промежуточным коллектором ИМК, представленным главным образом пикроильменитом и хромшпинелидами, значительно реже пирропом, иногда хромдиопсидом. Типичные образования этого возраста с высокоаномальными содержаниями пикроильменита и хромшпинелидов известны в бассейне р. Падун. Авторами представлены результаты исследования морфологических особенностей и химического состава ИМК из верхневизейских пород из скважины R38-2 (верховья руч. Нижний Грубый) и обнажения 200, расположенного в приустьевой части руч. Верхний Грубый (рис. 1). Особенности микрорельефа поверхности зерен изучены на растровом электронном микроскопе JSM-820 фирмы «Джеол» (Япония). Полные электронно-зондовые анализы минералов получены на приборе Camebax SX50 (Франция). Выявление парагенезисов минералов произведено на основе химико-генетических классификаций ИМК [3].

**Пикроильменит** установлен в целом ряде шлиховых проб, содержания варьируют от нескольких знаков и сотен знаков до 6 тыс. на пробу в скважине TOV-022. Изучено 126 зерен ильменита, из которых 102 принадлежат пробе R38-2 (80 зерен класса -2+1 мм и 22 зерна класса -0,5+0,25 мм) и 24 — пробе 200/9 (класс -1+0,3 мм).

Среди выделений ильменита, относящихся к классу -2+1 мм, более половины — расколотые зерна и обломки, реже встречаются поврежденные и целые зерна, осколки редки. Некоторые зерна



Рис. 1. Палеогеографическая схема с элементами алмазности центральной части Зимнебережного района на поздневизейское время раннекаменноугольной эпохи: 1 — устойчивые области денудации; 2 — аллювиальная долина поздневизейского времени; 3 — направления сноса обломочного материала с прилегающих поднятий; 4 — основные направления транзита обломочного материала в области аккумуляции; 5 — поля кимберлитов и конвергентных пород; 6 — трубки взрыва, силлы, их названия, номера; 7 — ореол повышенных концентраций ИМК в базальном горизонте верхневизейских отложений; 8 — скважина (а), обнажение (б), по которым выполнены детальные исследования ИМК из верхневизейского коллатора

(3,7%) имеют поликристаллическое строение. Использование электронной растровой микроскопии позволило установить, что типоморфная особенность пикроильменита класса  $-2+1$  мм из скважины R38-2 — в различной степени сохранившаяся при переносе внешняя оболочка микрозернистого строения, имеющая изношенную тонко- или грубоматированную механогенную поверхность (рис. 2, 3). Мощность таких оболочек (кайм) составляет от 5—10 до 100—200 мкм. Нередко вещество кайм образует также глубокие «заливы», иногда довольно значительно проникающие внутрь зерен, замещающие дефектные трещиноватые участки и рассекающие зерна на отдельные фрагменты

корродированная поверхность. Об этом свидетельствует наличие мелких реликтов тонкоматированной, иногда гладкой (на сколах) внешней оболочки на поверхности таких зерен.

Около 35% выделений пикроильменита данной крупности представлено довольно «свежими» обломками зерен всех описанных разновидностей с острыми или слабо сглаженными краями сколов.

Все выделения ильменита данной выборки генетически связаны с кимберлитами и представлены магнезиальным ильменитом ультраосновного парагенезиса. Согласно химико-генетической классификации ильменита из кимберлитов [3], средне- и высокохромистый пикроильменит

(рис. 3). Следует заметить, что такие оболочки часто присутствуют и на «старых» сколовых поверхностях. При переносе зерен оболочки становятся все более трещиноватыми и рыхлыми, начинают отслаиваться и постепенно исчезают. Под ними обнажается сильно корродированная поверхность. Замечено, что степень сохранности данных оболочек существенно влияет на внешний облик зерен.

В изученной выборке класса  $-2+1$  мм преобладают окатанные зерна (48%) преимущественно средней степени износа с тонко- и грубоматированной, реже комбинированной поверхностью. Края их сколов сильно сглажены, на сколовых поверхностях обычно присутствуют следы незначительного износа. На тонкоматированной поверхности нередко фиксируются следы сглаженного тонкого коррозионного рельефа. При сглаживании и затирании грубого коррозионного рельефа зерна приобретают грубоматированную поверхность. Исследование фазовой неоднородности полированной поверхности таких зерен на изображениях во вторичных и отраженных электронах показало, что большинство зерен практически полностью сохранило внешнюю оболочку. Для более редких выделений пикроильменита с комбинированной поверхностью характерно наличие как тонкоматированных изношенных (с сохранившейся внешней оболочкой), так и грубошероховатых, сильно корродированных (лишенных оболочки) участков.

Реже ( $\approx 17\%$ ) встречаются выделения грубошероховатого облика с интенсивно корродированной поверхностью. Вероятно, это те зерна пикроильменита, которые в процессе переноса практически полностью утратили внешнюю оболочку, в результате чего обнажилась скрывающаяся под ней

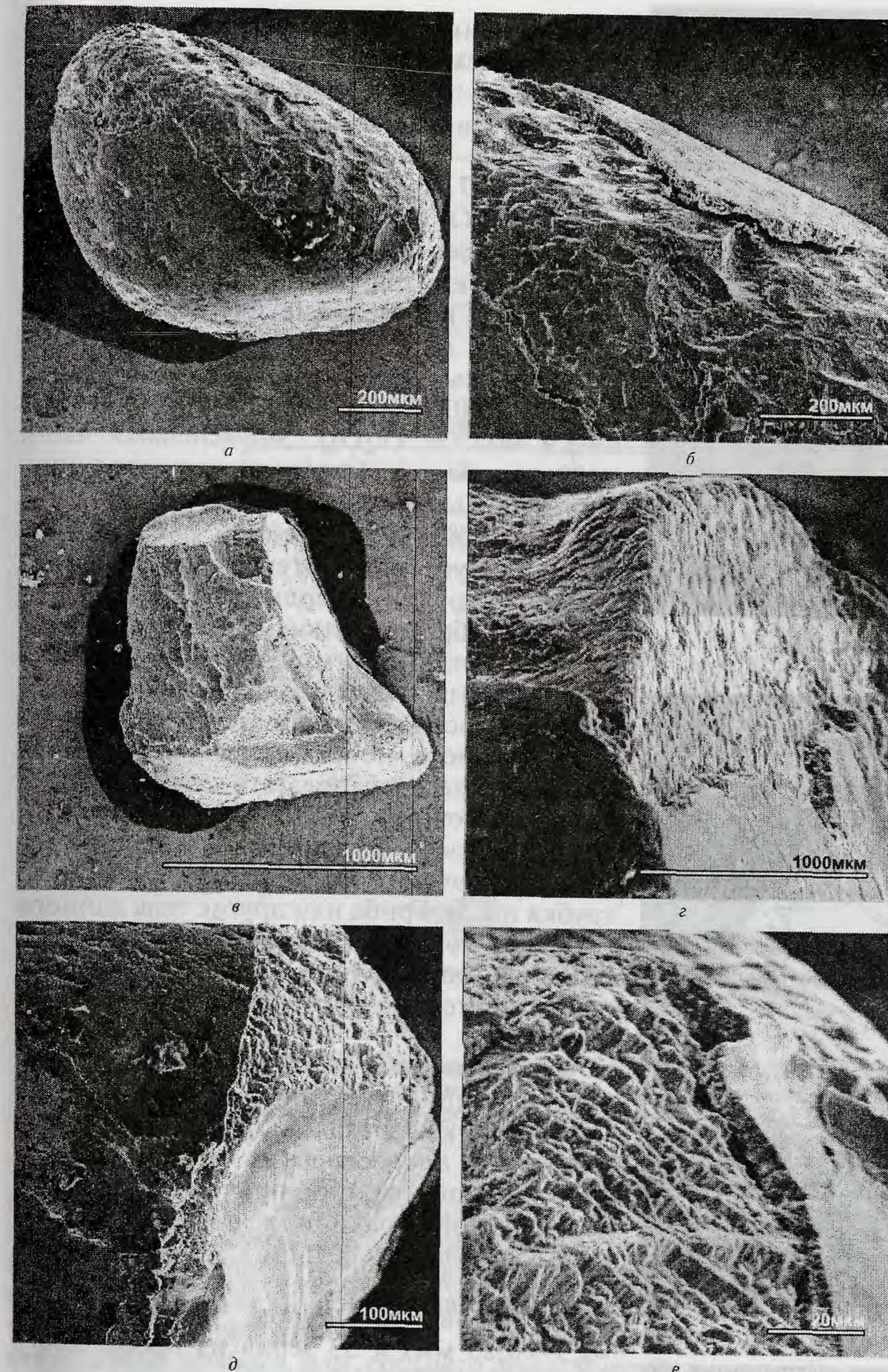


Рис. 2. Целое зерно (а—б) и обломки (в—е) пикроильменита с тонкоматированной внешней оболочкой и находящейся под ней корродированной поверхностью

(14,6—15,26 мас. % MgO; 1,56—3,17 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ; 2,52—5,61 мол. %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) алмазносных парагенезисов (из включений в алмазе, алмазносных перидотитов и лерцолитов) 1–2-й химико-генетических групп (ХГГ) в сумме составляет 6,3% (рис. 4, а, б).

Подавляющая часть ильменита данного гранулометрического класса (81%) представлена хромосодержащим высокомагнезиальным ильменитом 3-й ХГГ из включений в алмазе, неалмазносных перидотитов, в том числе метасоматизированных и катаклазированных лерцолитов (рис. 4, а, б), отличающихся от предыдущих двух групп в первую очередь меньшим содержанием магния (10,16—14,81 мас. % MgO) и более высокой концентрацией FeO (в среднем 25,08 мас. %) при повышенном ко-

личестве гематитовой компоненты (2,99—8,63 мол. %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) и содержании хрома от 0,77 до 4,31 (в среднем 1,97) мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

Значительно реже встречается низкохромистый магнезиальный гемоильменит из неалмазносных ( $\pm$ катаклазированных) лерцолитов и пироксенов (5–6-й ХГГ), характеризующийся более низким содержанием магния (5,0–9,7 мас. % MgO) и повышенным количеством гематитовой компоненты (8,9–13,7 мол. %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) при очень малом — хрома (<0,5 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ).

Особо следует отметить, что 27% характеризуемой выборки составляют высокохромистые разности с содержаниями хрома 2,5—4,3% (рис. 4, а, б). Ещё более высокие концентрации хрома (до 8,5%) ранее были установлены в ильменитах из отложений верхнего визе скв. А155-3, расположенной примерно в 1 км к юго-западу от скв. R38-2. Очень важно, что здесь явно доминируют (96%) монокристаллические разности ильменитов. Такие высокохромистые пикроильмениты с явным преобладанием монокристаллов установлены в пределах ЗБР только в высокоалмазносной трубке им. В. Гриба (рис. 4, в, г) и почти полностью отсутствуют в железотитанистых кимберлитах Кепинского и Мегорского полей, для которых, кроме того, типичны значительные концентрации поликристаллических ильменитов [8].

Узкие измененные участки (4–7 мкм) пикроильменитовых зерен на контактах с внешними каймами и «заливами», характеризуются пониженным содержанием магния ( $\approx 4$ –5 мас. % MgO) и повышенным марганца (до 4,2 мас. % MnO), при количествах хрома и алюминия, как и в неизменном пикроильмените. Вещество кайм содержит 61,2—65,0 TiO<sub>2</sub>, 0,9—1,9 MnO, 30—33,8 FeO<sub>2</sub>, 0,6—1,0 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,4—3,0

$\text{Cr}_2\text{O}_3$ , MgO 0—4 мас. % и, вероятно, соответствует промежуточной фазе между сильно измененным ильменитом и псевдорутилом или же представляет собой тонкодисперсную смесь этих минералов. На внешней стороне таких кайм в некоторых зернах присутствуют удлиненные кристаллы рутила. Таким образом, при замещении пикроильменита происходит активный вынос магния, вещество кайм обогащается титаном и марганцем, но наследует присущие неизменному пикроильмениту содержания хрома и алюминия. Появление описанных кайм, вероятно, связано с интенсивными гипергенными изменениями пикроильменита в условиях формирования коры выветривания латеритного типа. Факт присутствия таких кайм и их

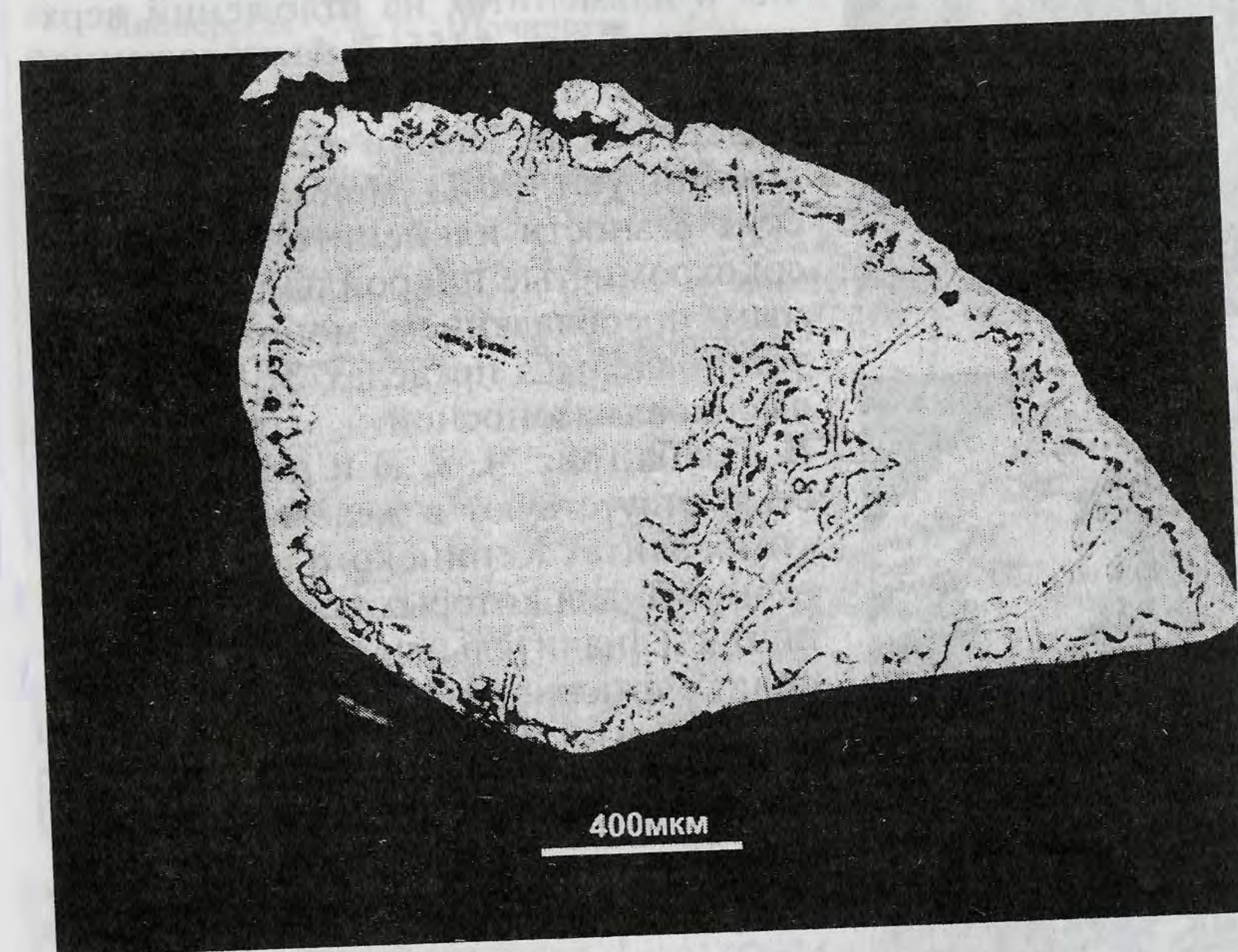
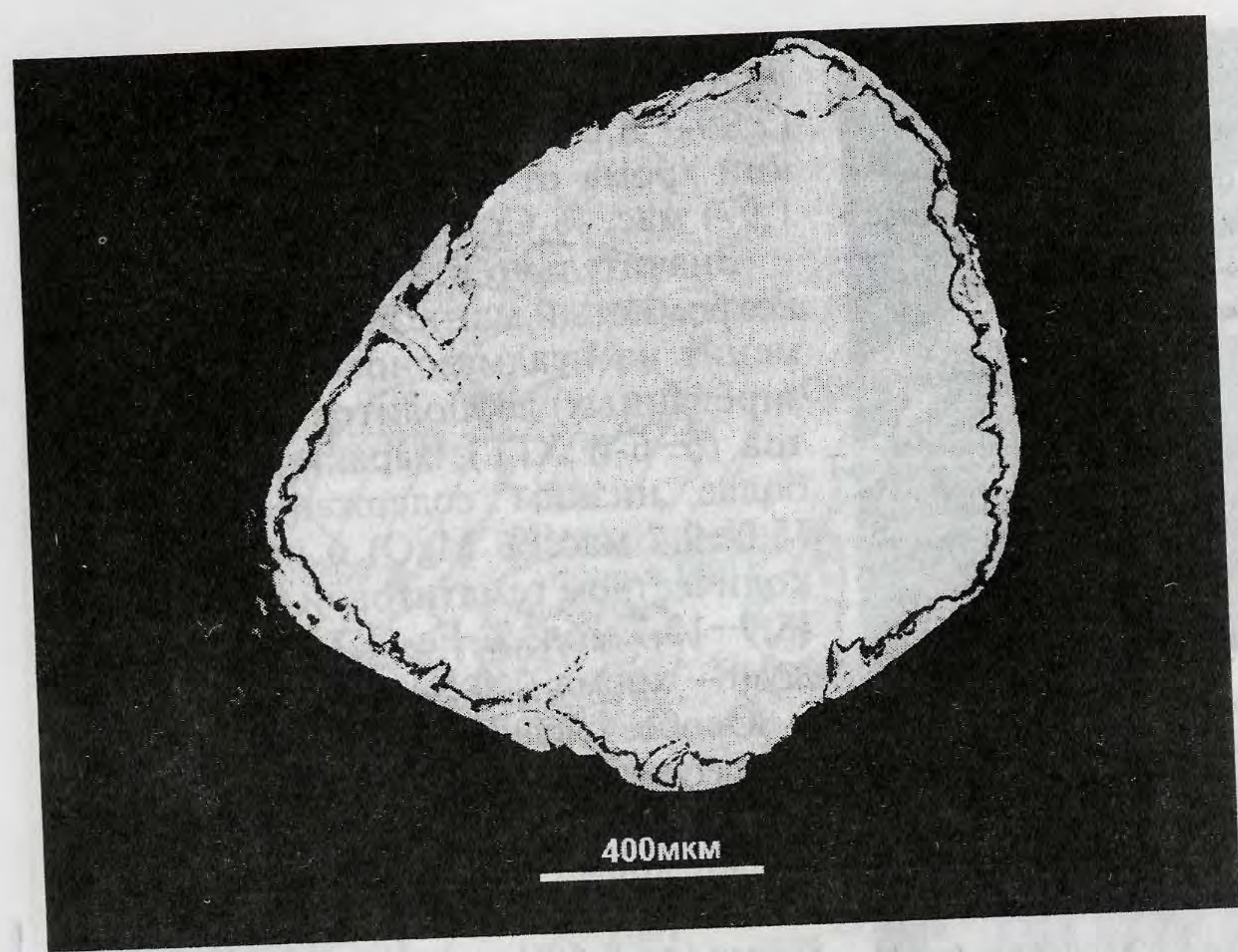


Рис. 3. Зерна пикроильменита с микрокристаллическими реакционными обломками (изображение во вторичных электронах)

реликтов на поверхности большого числа зерен позволяет предполагать в целом сравнительно недавний перенос в условиях континентальных флювиальных фаций.

Ильменит мелких гранулометрических классов ( $-0,5 \div +0,25$  и  $-1 \div +0,3$  мм) из проб R38-2 и 200/9 представлен главным образом обломками, редко поврежденными и целыми зернами, отличающимися от ильменита класса  $-2+1$  мм более высокой степенью механического износа, наложенного на коррозионный микрорельеф. По-видимому, это — принесенные издалика зерна, прошедшие в своем развитии стадию прибрежно-морского коллектора. В обоих случаях ильмениты сходны по составу, который существенно отличает их от пикроильменита класса  $-2+1$  мм (рис. 4, а, б). Представлены они исключительно средненизкомагнезиальными и

железистыми разностями с очень низким содержанием хрома, нередко обогащены марганцем. Хромистые пикроильмениты 1–5-й ХГГ в данных выборках не обнаружены. Средне- и низкомагнезиальный ильменит ( $2,4-8,7$  MgO;  $0,01-0,5$  Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>;  $0,2-1,75$  мас. % MnO;  $0-11,1$  мол. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) по составу подобен ильмениту из неалмазоносных пироксенитов, вебстеритов и эклогитов (6–7-я ХГГ). Отдельные зерна аналогичны по составу марганцовистому ильмениту из алмазоносных эклогитов 8-й ХГГ ( $1,0-1,9$  MgO;  $0-0,02$  Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>;  $0,4-1,2$  мас. % MnO;  $0-3,4$  мол. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Значительная часть мелкого ильменита представлена марганцовистыми высокожелезистыми разностями ( $0-4$  мас. % MgO; в среднем  $2-2,7$  мас. % MnO) дискуссионного генезиса (13-я ХГГ), скорее всего, некимберлитовой природы.

Таким образом, ильменит гранулометрического класса  $-2+1$  мм заметно отличается от ильменита более мелких гранулометрических классов не только степенью механического износа, но и химическим составом, что позволяет предполагать существование разных источников поступления в коллектор. Для класса  $-2+1$  мм, судя по особенностям химических составов, это, вероятно, трубка им. В. Гриба или другие тела данного типа; для более мелких классов, возможно, более ранний, размытый в поздневизейское время промежуточный коллектор бассейнового типа.

Хромшпинелиды установлены в подавляющем большинстве шлифовых проб из верхневизейских отложений, где их содержания варьируют от нескольких знаков до 10–15 % тяжелой фракции, причем средний выход тяжелой фракции в песках позднего визе составляет в среднем 1,5, иногда достигая 10,6 кг/т. Авторами изучено 41 зерно шпинелидов из пробы R38-2 (класс  $-0,5 \div +0,25$  мм) и 53 зерна из пробы 200/9 (класс  $-1 \div +0,3$  мм).

Среди хромшпинелидов обеих проб преобладают в различной степени поврежденные и целые зерна, обломки редки. Единичные зерна представлены сростками. Подавляющее большинство хромшпинелидов — хорошо оформленные октаэдры, ребра и вершины которых обычно несколько сглажены в результате коррозии и/или механического износа. Острореберные октаэдры редки. Некоторые кристаллы искажены или уплощены. Реже встречаются окатанные зерна округлой или угловато-округлой формы.

Поверхностям подавляющего большинства изученных хромшпинелидов свойственен коррозионный рельеф. Интенсивность его проявлений различна — от крайне тонкого микрорельефа до более грубого, с образованием грубоматированной поверхности. На поверхностях отдельных октаэдрических зерен и сростков коррозионный рельеф раз-

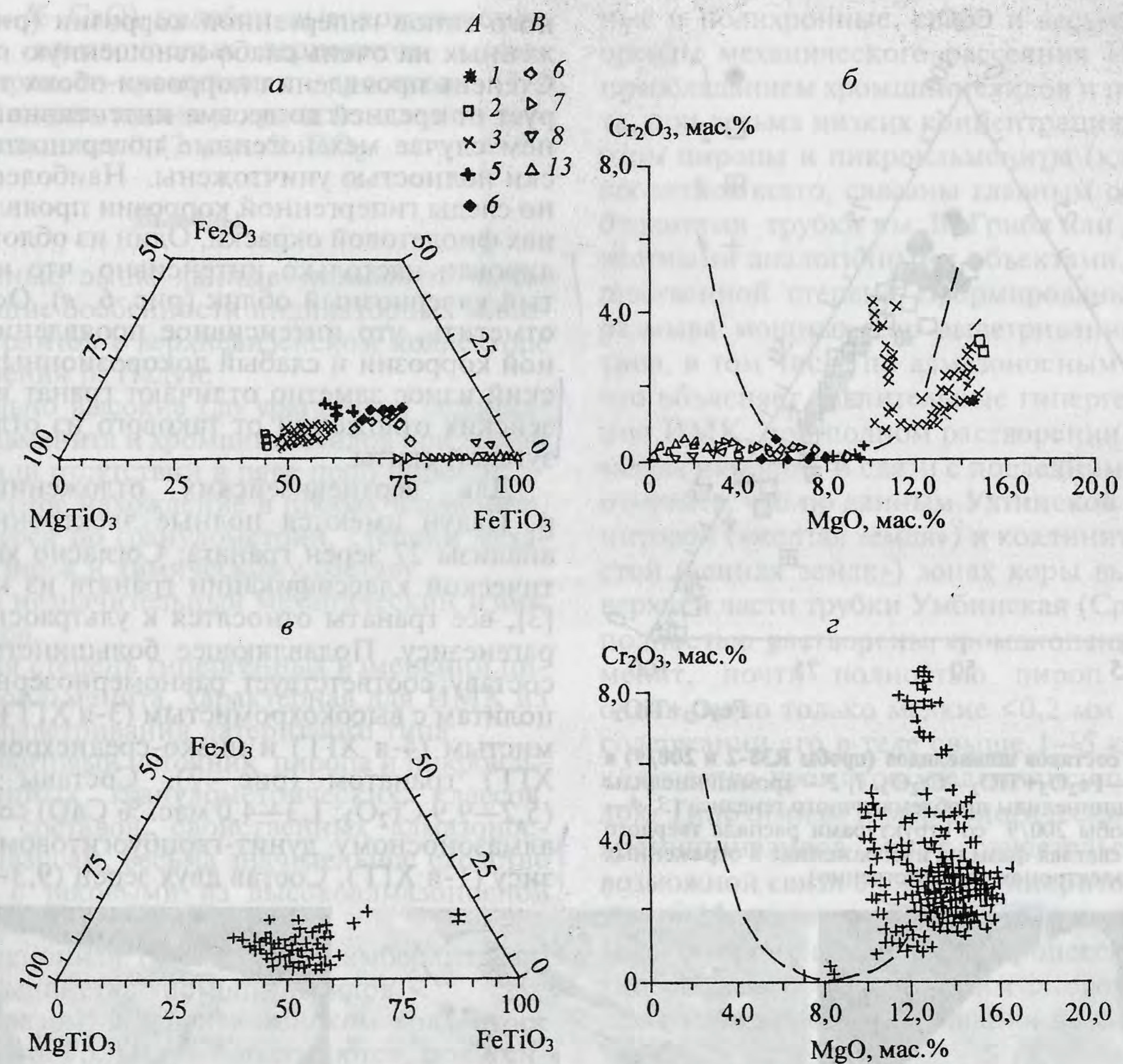


Рис. 4. Диаграммы составов ильменита из верхневизейских отложений бассейна р. Падун (а–б) и тяжелой фракции кимберлитов трубки им. В. Гриба (в–г); А, В — номера у фигуративных точек соответствуют номерам химико-генетических групп; группа условных обозначений А — пикроильменит класса  $-2+1$  мм из пробы R38-2; В — ильменит классов  $-0,5 \div +0,25$  мм (проба R38-2) и  $-1 \div +0,3$  мм (проба 200/9)

вит неравномерно — гладкие блестящие участки соседствуют с шероховатыми тусклыми с мелкокавернозным рельефом, вследствие чего зерна имеют комбинированную (гладкоматированную) поверхность. Около половины зерен хромшпинелидов несут следы слабого или среднего механического износа: поврежденные зерна, а также единичные обломки, целые зерна и сростки со сглаженными округлыми контурами, затертыми скульптурными деталями, истертыми краями сколов и выколков.

В обеих пробах присутствуют редкие выделения титаномагнетита: обломки округло-овальных зерен с шероховатой, интенсивно корродированной поверхностью, на которой иногда видны структуры распада твердого раствора.

Шпинелиды из проб R38-2 и 200/9 аналогичны по составу и характеризуются повышенными содержаниями титана и окисного железа: они варьируют от Ti-содержащего пикрохромита до магнезиального титаномагнетита (рис. 5). Максимальное содержание хрома в пикрохромитах не превышает  $51,6-52,4$  Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при  $2,5-3,2$  мас. % TiO<sub>2</sub>. Согласно химико-генетической классификации шпинелидов из кимберлитов [3], лишь 17 зерен из числа изученных по составу приближаются к хромшпи-

нелидам глубинных пород и могут быть отнесены к 10-й ХГГ, объединяющей хромшпинелиды из гранат-клинопироксен-шпинелевых сростков и катклазированных лерцолитов. Особенность состава таких хромшпинелидов — повышенные содержания титана и окисного железа при достаточно высоких концентрациях хрома ( $43,7-52,4$  Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>;  $6,8-14,1$  MgO;  $4,2-12,6$  Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>;  $2,4-5,0$  TiO<sub>2</sub>;  $15,0-25,7$  FeO;  $5,9-13,8$  мас. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Генезис других шпинелидов из данных проб дискуссионен, с глубинными (мантийными) породами такие шпинелиды не связаны. Им свойственен так называемый кимберлит-пикритовый тренд изменения состава — уменьшение содержания хрома и увеличение концентрации титана и трехвалентного железа при практически постоянном количестве алюминия. Известно, что именно такой тренд присущ микрокристаллическим (<100 мкм) шпинелидам из связующей массы кимберлитов и родственных им пород. Изученные шпинелиды характеризуются значительно большим размером и, по-видимому, имеют некимберлитовый генезис. Впервые составы хромшпинелидов из отложений данного возраста р. Падун приведены В.К. Соболевым, при этом отмечено их значительное сходство с таковыми из

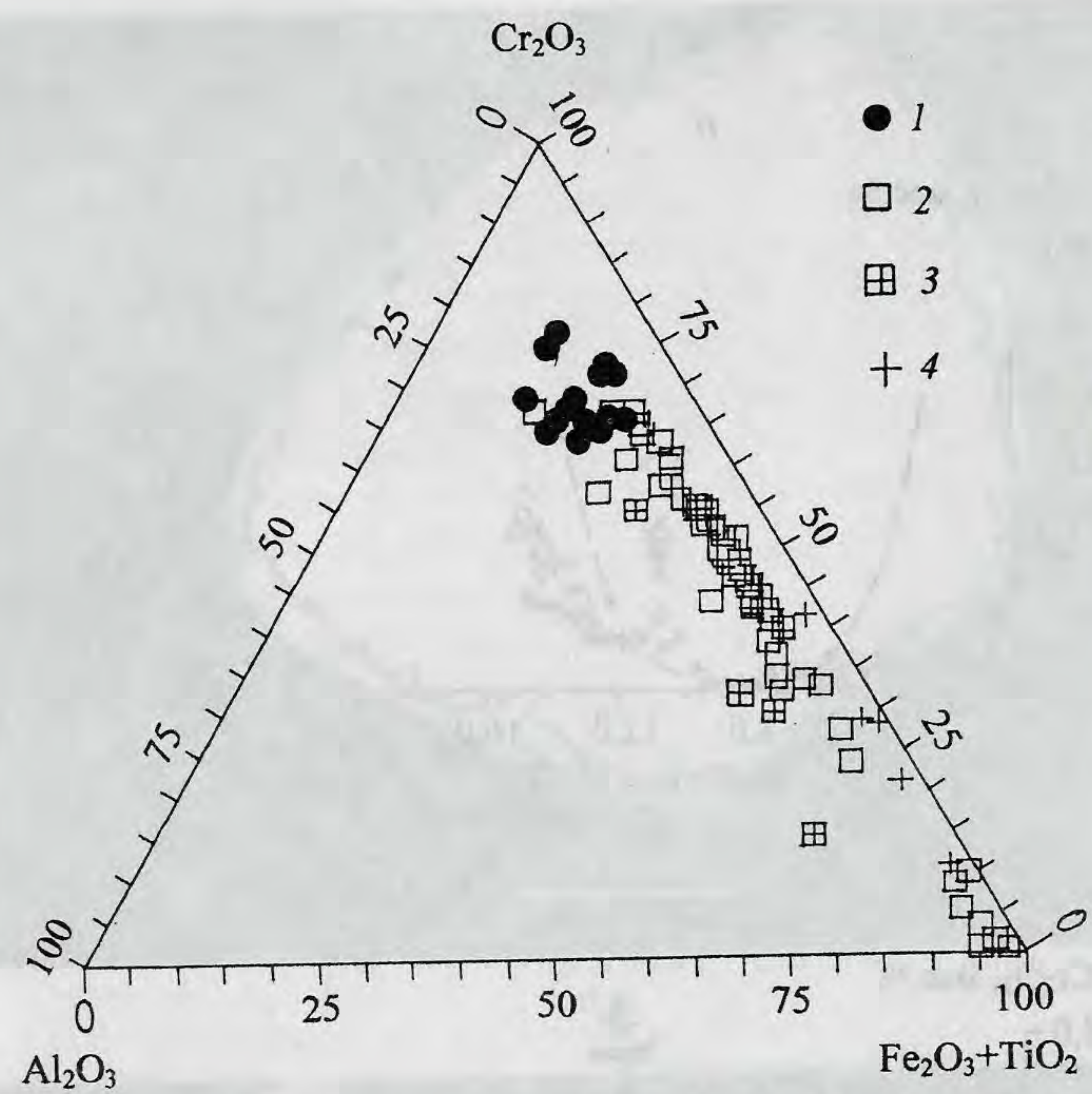


Рис. 5. Диаграмма составов шпинелидов (пробы R38-2 и 200/9) в координатах  $Al_2O_3-Fe_2O_3+TiO_2-Cr_2O_3$ . 1, 2 — хромшпинелиды 10-й ХГГ; 2-4 — шпинелиды проблематичного генезиса (3, 4 — шпинелиды из пробы 200/9 со структурами распада твердого раствора: темная и светлая фазы на изображениях в отраженных электронах соответственно)

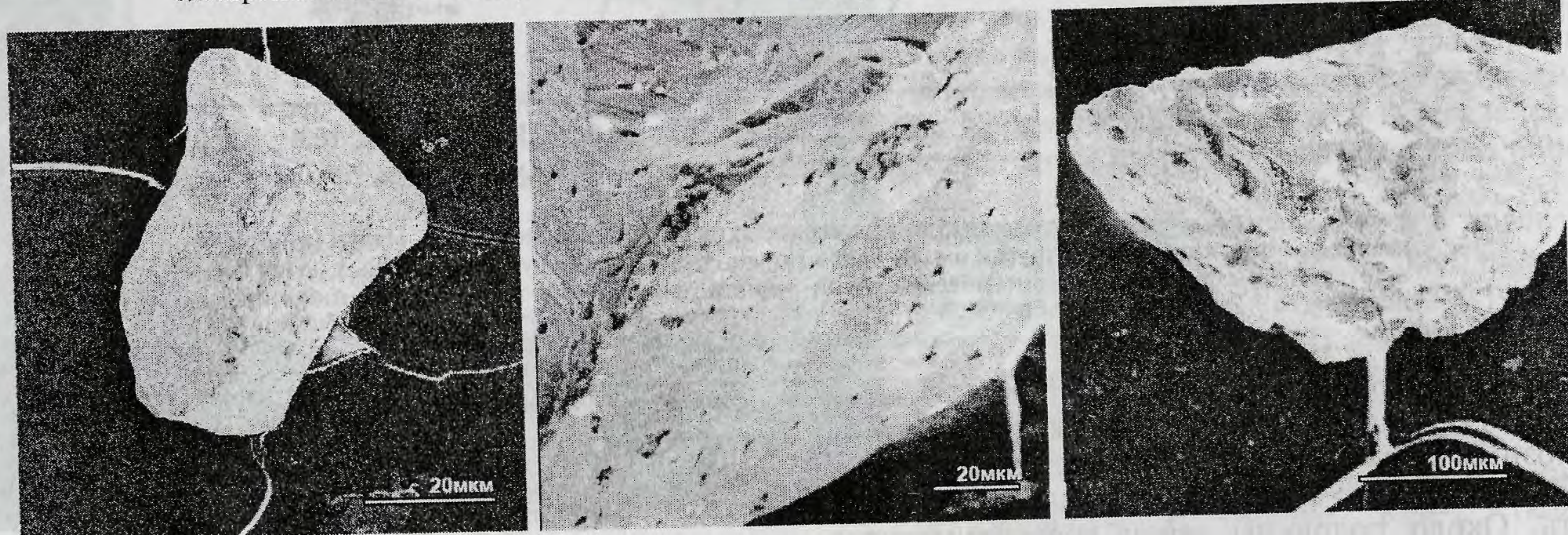


Рис. 6. Проявления кубоидного и дислокационного типов гипергенной коррозии на поверхности гранатов (проба 200/9) (РЭФ)

пластовых тел пикритовых порфиритов р. Мела. Данный вывод в целом соответствует палеогеографической обстановке позднего визе для северной части ЗБР (рис. 1), тем более что в пределах северо-востока палеодолины, по данным филиала «АЛРОСА-Поморье», хромшпинелиды данного типа отсутствуют.

**Пироп** в шлиховых пробах из верхневизейских отложений встречается спорадически: от 0,2 до 1,5 знаков в классе  $-1+0,5$  мм и до 3 знаков в классе  $-0,5+0,25$  мм на пробу весом 10 кг. Из 10 изученных выделений граната (проба 200/9) семь представлены остроугольными обломками зерен неправильной формы и три — осколками. Преобладают гранаты фиолетовой, в меньшей степени розовой окраски, одно зерно красно-фиолетового цвета. Для поверхности гранатов типично сочетание проявлений каплевидно-кубоидного и дислокацион-

ного типов гипергенной коррозии (рис. 6), наложенных на очень слабо изношенную поверхность. Степень проявления коррозии обоих типов варьирует от средней до весьма интенсивной. В последнем случае механогенные поверхности практически полностью уничтожены. Наиболее значительные следы гипергенной коррозии проявлены на зернах фиолетовой окраски. Один из обломков корродирован настолько интенсивно, что имеет губчатый кавернозный облик (рис. 6, в). Особо следует отметить, что интенсивное проявление гипергенной коррозии и слабый докорозионный механический износ заметно отличают гранат из верхневизейских отложений от такового из отложений урзугской свиты.

Для верхневизейских отложений бассейна р. Падун имеются полные электронно-зондовые анализы 27 зерен граната. Согласно химико-генетической классификации граната из кимберлитов [3], все гранаты относятся к ультраосновному парагенезису. Подавляющее большинство зерен по составу соответствует равномернозернистым перцолитам с высокохромистым (3-я ХГГ), среднехромистым (4-я ХГГ) и низко-среднехромистым (5-я ХГГ) гранатом (рис. 7). Составы трех зерен (5,2—9,9  $Cr_2O_3$ ; 1,3—4,0 мас. % СаО) соответствуют алмазонасному дунит-гарцбургитовому парагенезису (1-я ХГГ). Состав двух зерен (9,3—10,2  $Cr_2O_3$ ;

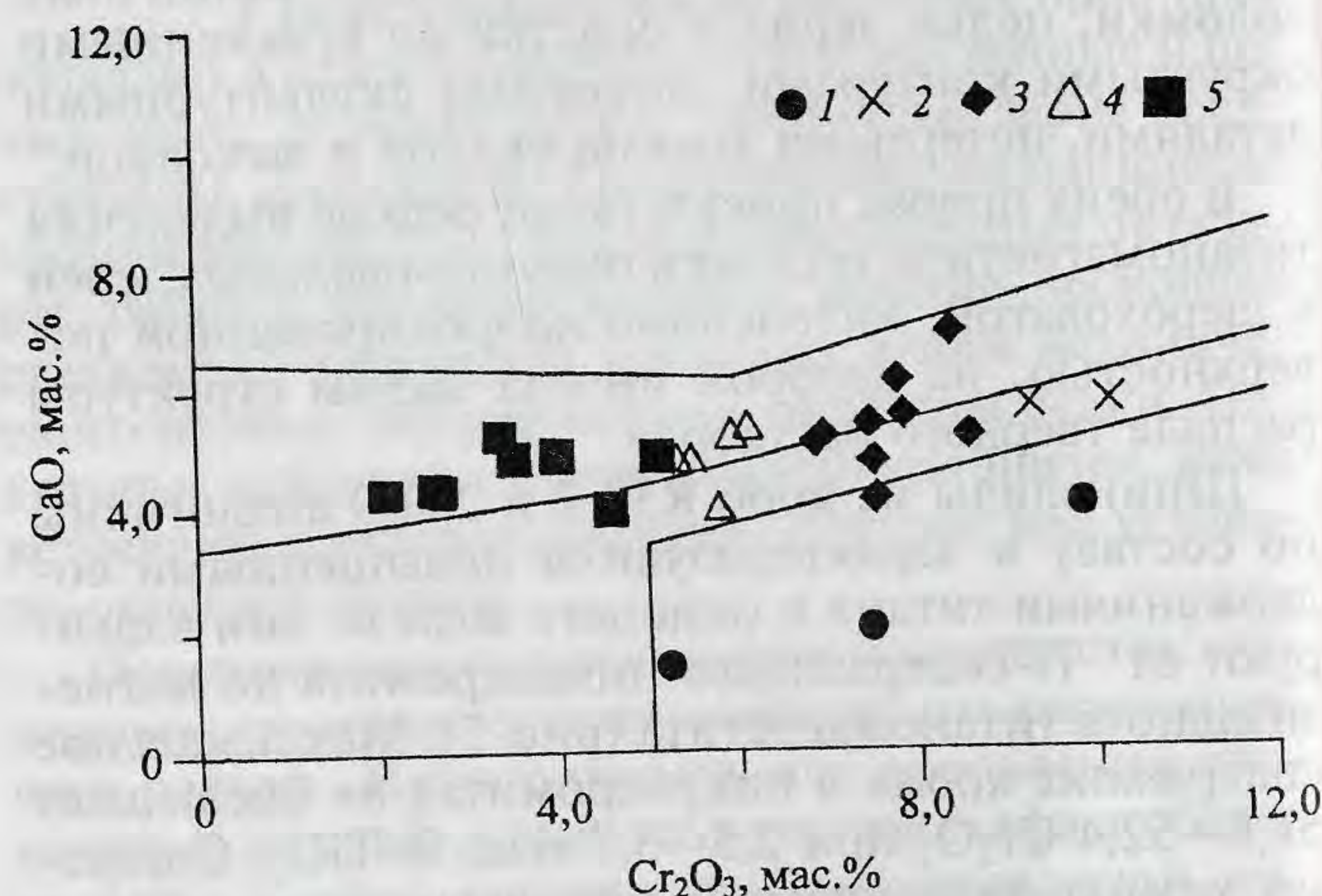


Рис. 7. Соотношение СаО и  $Cr_2O_3$  в гранатах (номера у фигуративных точек соответствуют номерам химико-генетических групп)

5,6—5,7 мас. % СаО) подобен высокохромистым гранатам из алмазонасных лерцолитов и гранат-клинопироксен-хромитовых сростков (2-я ХГГ). Содержание титана в гранатах данной выборки не превышает 0,47 мас. %  $TiO_2$ .

### Выводы

Приведенные выше данные позволяют выделить следующие особенности индикаторных минералов кимберлитов в верхневизейском коллекторе верхнего течения р. Падун:

1. Аномально высокие (до ураганных) содержания пикроильменита и хромшпинелидов при малом количестве или отсутствии в ряде проб пиропов.
2. Совместное нахождение в пробах ильменита, различающегося по гранулометрии, степени механического износа и химическому составу.
3. Весьма незначительный механический износ зерен пиропов.
4. Высокая степень гипергенных изменений пироба и пикроильменита, характерная для ИМК из зрелых кор выветривания латеритного типа.
5. Кимберлитовый источник пироба и пикроильменита крупных гранулометрических классов, присутствие составов, свойственных алмазонасному парагенезису, весьма значительное сходство ильменитов с таковыми из высокоалмазонасной трубки им. В. Гриба.
6. Дискуссионная (вероятно некимберлитовая) природа большинства хромшпинелидов.

Таким образом, в верхневизейском коллекторе верхнего течения р. Падун наблюдаются, полиген-

ные и полихронные, слабо и весьма контрастные ореолы механического рассеяния ИМК с явным преобладанием хромшпинелидов и пикроильменита, при весьма низких концентрациях пироба. При этом пиробы и пикроильмениты (класс  $-2+1$  мм), вероятнее всего, связаны главным образом с кимберлитами трубки им. В. Гриба или другими неизвестными аналогичными объектами. Ореолы в существенной степени сформированы в результате размыва мощных кор выветривания латеритного типа, в том числе по алмазонасному кимберлитам, что объясняет значительные гипергенные изменения ИМК, при полном растворении подавляющей массы пиропов. В связи с последним следует особо отметить, что по данным Ухтинской ГРЭ, в каолиновой («желтая земля») и коалинит-гидрослюдистой («синяя земля») зонах коры выветривания в верхней части трубки Умбинская (Средний Тиман) полностью растворены хромдиопсид и пикроильменит, почти полностью пироп (наблюдались очень редко только мелкие  $<0,2$  мм осколки), при содержании его в теле свыше 1—5 кг/т, при этом количество хромитов увеличились почти на порядок. Типохимизм и морфологические особенности хромшпинелидов могут свидетельствовать о их возможной связи с силлами пикритовых порфиритов р. Мела, значительные объемы которых в визейское время подверглись процессам латеритного гипергенеза с последующим сносом остаточных продуктов коры выветривания в область седиментации.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А.С., Юрина А.Л., Орлова О.А., Минченко Г.В., Реймерс А.Н., Ларченко В.А., Степанов В.П., Лисицын А.А. О возрасте первого промежуточного коллектора на Товской и Ручьевской площадях Архангельской алмазонасной провинции // Геология алмазов — настоящее и будущее. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. С. 222—234.
2. Анташук М.Г., Снигиревский С.М. Установление визейских отложений в зоне сочленения Русской платформы и Балтийского щита (Архангельская обл.): палеоботаническое обоснование // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2003. Сер. 7. В. 2 (№ 15). С. 94—101.
3. Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазонасная провинция. М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
4. Вержак В.В., Гаранин В.К., Минченко Г.В., Третьяченко В.В., Бортник С.Л. Особенности формирования и характеристика ореолов индикаторных минералов кимберлитов в среднекаменноугольном коллекторе северного фланга Золотицкого кимберлитового поля (Архангельская алмазонасная провинция) // Вопросы методики прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. Якутск, 2004. С. 53—70.
5. Орлова О.А., Юрина А.Л., Алексеев А.С. и др. Первая находка раннекаменноугольной флоры на Беломорско-Кулойском плато, Архангельская область (район оз. Товское) // Тез. докл. конф. «Палеострат-2004». М., 2004. С. 24—25.
6. Третьяченко В.В. Литолого-фациальная характеристика и палеогеографические условия формирования раннекаменноугольных промежуточных коллекторов Зимнебережного алмазонасного района // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях, научное и методико-технологическое обеспечение их решений. Мирный, 2008. С. 125—131.
7. Третьяченко В.В., Вержак В.В., Лисицын А.А., Шамшина Э.А. Верхневизейские отложения Зимнего Берега Белого моря // Бюл. МОИП. Сер. геологическая. 2007. Т. 82. В. 4. С. 16—19.
8. Устинов В.Н., Анташук М.Г., Ошуркова М.В., Третьяченко В.В. Литология и стратиграфия позднелазейских терригенных коллекторов Зимнебережного района в связи с поисками погребенных месторождений алмазов // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях, научное и методико-технологическое обеспечение их решений. Мирный, 2008. С. 131—137.
9. Orlova O.A. Early Carboniferous plants of the Arkhangelsk Region, Russia // Paleont. Journ. 2007. V. 41. N 11. P. 1138—1150.

Московский государственный университет  
(ЯНИГП ЦНИГРИ) АК «АЛРОСА»