

## ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ ТЕЛ НА ПРИМЕРЕ АНОМАЛИИ 181 ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКУКИТСКОГО ПОЛЯ (ЯКУТИЯ)

© 2010 г. З. А. Алтухова, А. И. Зайцев, О. Б. Олейников

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН*

*677891, г. Якутск, просп. Ленина, 39*

*E-mail: aaltukhova2003@mail.ru*

Поступила в редакцию 15.05. 2009 г.

Приведены результаты изучения петрографо-минералогических и геохимических особенностей фациальных разностей пород, выполняющих дайку и трубку сложнопостроенного кимберлитового тела – аномалию 181, которая располагается в восточной части Укукитского поля (северная часть Якутской кимберлитовой провинции). На основании детального изучения включений кимберлитов в кимберлитовой брекчии, слагающей трубку, сделаны выводы о более раннем образовании дайки, кимберлитовая, трубка формировалась позднее. Данные химического состава флогопита и рудных минералов, определение температур их кристаллизации и анализ распределения редкоземельных элементов показали различие мантийного субстрата, при плавлении которого были образованы кимберлитовые магмы, сформировавшие дайку и трубку. Сопоставление полученных данных с особенностями **Rb-Sr изотопных систем** показало, что кимберлитовые породы аномалии 181 формировались из смешанного мантийного субстрата с различной степенью его модификации мантийными процессами и различной алмазоносностью. Выделенные группы слюд, возможно, представляют разные мантийные источники, обусловленные неодинаковыми по времени и продолжительности стадиями метасоматоза верхней мантии.

Ключевые слова: *кимберлит, кимберлитовая брекчия, дайка, трубка, флогопит.*

### ВВЕДЕНИЕ

Значительная величина денудационного среза в северной части Якутской кимберлитовой провинции [5] способствовала обнажению глубинных частей кимберлитовой системы. В пределах Восточно-Укукитского поля (рис. 1а) широко распространены интрузивные фации кимберлитовых пород, где они слагают дайки и штоки [3]. Среди кимберлитовых тел нередко встречаются дайки кимберлитов, сопряженные с трубками. Взаимоотношения дайковых тел и трубок интересны с точки зрения последовательности их образования и распределения алмазов в вертикальном разрезе магматической колонны, что дает возможность изучения общих закономерностей кимберлитового процесса. Последовательность формирования сопряженных тел отражают включения “кимберлита в кимберлите” – автолиты [1]. В пределах Восточно-Укукитского поля по результатам заверки магнитной съемки выявлена аномалия 181 – Финита (рис. 1б), представляющая собой два сближенных тела кимберлитов – дайки и трубки. Сопряженное тело прорывает известняки позднего кембрия. Дайка мощностью 0.6 м прослежена в северо-восточном направлении на 200 м, трубка имеет размеры 60 × 50 м, и также ориентирована на северо-восток. Для установления генетической сущности и вероятной последовательно-

сти формирования кимберлитовых пород, слагающих аномалию 181, были изучены петрографические и химические особенности фациальных разностей пород и их минералов и особенности Rb-Sr изотопных систем.

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

**Дайка** выполнена **мелкопорфировым кимберлитом** с доминирующей (65%) размерностью вкрапленников серпентинизированного оливина <1 мм округлой, овальной формы, более крупные вкрапленники (2 × 3 мм) составляют 3–5%. Ленточно-пластинчатые разности серпентина крупных псевдоморфоз характеризуются относительно высоким (0.010) двупреломлением и магнезиальным составом (33.16–38.16 мас. % MgO), светло-зеленый серпентин мелких зерен – субизотропный лизардит (0.40–0.92 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Содержание флогопита колеблется в пределах 15–20%. Порфировые выделения флогопита в форме удлиненно-призматических пластинок нередко замещаются хлоритом или карбонатом. В основной массе преобладают светло-бурые, частично хлоритизированные, короткопризматические выделения слюды и ксеноморфные реликты крупных пластинок флогопита (рис. 2а). Химиче-

ский состав флогопита характеризуется низкими содержаниями (мас. %)  $\text{TiO}_2$  (0.47–2.45) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (7.30–9.55) и минимальными (0.00–0.11) –  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (рис. 3). Содержание  $\text{FeO}$  варьирует в пределах 7.87–13.75 и связано обратной корреляцией с  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 3в). В основной массе флогопит (хлорит)-кальцит-серпентинового состава широко распространены мелкие (0.03–0.06 мм) зерна ферришпинелей, рутила, хромшпинелидов. Пикроильменит (табл. 1) размером 0.3 мм распадается на отдельные зерна и замещается титаномагнетитом (рис. 4а) с содержанием  $\text{TiO}_2$  – 22–26 мас. %. Рутит ( $\text{CaO}$  – 0.30,  $\text{TiO}_2$  – 98.09,  $\text{FeO}$  – 2.05,  $\text{NbO}$  – 0.52 мас. %) в виде относительно крупных округлых зерен является включением в слюде (рис. 4в), нередко располагается в ядрах раздробленных сростков с ильменитом, для которого характерно низкое содержание оксида магния, но повышенное – марганца ( $\text{MgO}$  – 2.84,  $\text{TiO}_2$  – 51.71,  $\text{MnO}$  – 1.79,  $\text{FeO}$  – 43.09 мас. %). В таких сростках между зернами рутила (рис. 4г) иногда отмечается образование самородной меди, по химическому составу ( $\text{Zn}$  – 38–41%) отнесенной к цинкистой разновидности [11]. На карбонатизированных участках (рис. 4к) ильменит такого же состава образует агрегаты пластинчато-призматических выделений, в центре которых заметны ксеноморфные участки рутила. Большинство зерен перовскита замещается брукитом или анатазом. В составе ферришпинелей (рис. 5а) преобладают миналы магнетита (30–80%) и ульвошпинели (7–65%), содержание магнезиальной ульвошпинели изменяется в пределах 5–30%, хромит составляет 7–12%. Хромшпинелиды по химическому составу соответствуют титанистому хромиту с содержанием (мас. %):  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 28.21–42.58,  $\text{TiO}_2$  – 5.90–12.03,  $\text{MgO}$  – 9.54–11.16 и хромистой шпинели:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 14.24–25.21,  $\text{TiO}_2$  – 8.22–12.03,  $\text{MgO}$  – 9.87–11.29 (табл. 2). Среди миналов преобладают хромит (21.82–51.00%) и магнезиальная ульвошпинель (14.98–20.80%), содержание шпинели: составляет 11.03–17.57%, количество магнетита колеблется в пределах 13.90–36.41% (рис. 5е). Электронно-микроскопическое изучение показало замещение хромшпинелидов ферришпинелями с последующим распадом на мелкие зерна (рис. 4б).

Кальцит в отдельных образцах замещает центральные части относительно крупных псевдоморфоз серпентина по оливину, рудных минералов и в ассоциации с флогопитом слагает основную массу. Особенности его состава определяются высоким (1–6%) содержанием  $\text{MgO}$ . Апатит образует мелкие столбчатые кристаллы (рис. 4к) среди основной массы карбонатного состава, в которую включены мелкие ксеноморфные выделения целестин-барита ( $\text{SrO}$  – 41–44,  $\text{BaO}$  – 11.56–17.55,  $\text{SO}_3$  – 37.05–44.52 мас. %), барит-целестина ( $\text{SrO}$  – 20.51–25.14,  $\text{BaO}$  – 45.23–45.75,  $\text{SO}_3$  – 32.67–33.08 мас. %). На участ-

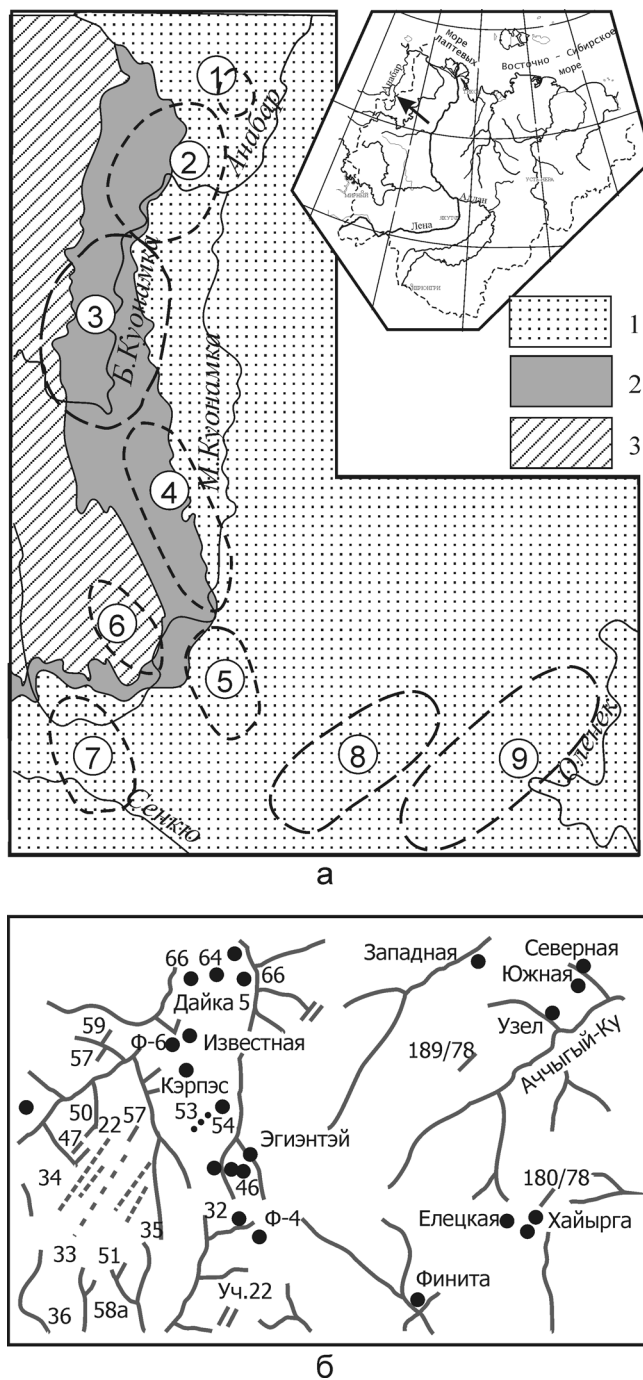


Рис. 1. Схема размещения кимберлитовых полей восточного склона Анабарского поднятия (а), масштаб 1 : 2 500 000, и кимберлитовых тел Восточно-Укукитского поля (б), масштаб 1 : 500 000.

а: 1 – кембрийские отложения, 2 – отложения венда и среднего-верхнего протерозоя, 3 – архейские породы. Кимберлитовые поля: 1 – Орто-Ыаргинское, 2 – Старореченское, 3 – Ары-Мастахское, 4 – Дюкенское, 5 – Лучаканское, 6 – Биригиндинское, 7 – Куранахское, 8 – Западно-Укукитское, 9 – Восточно-Укукитское. б: Финита – аномалия 181.

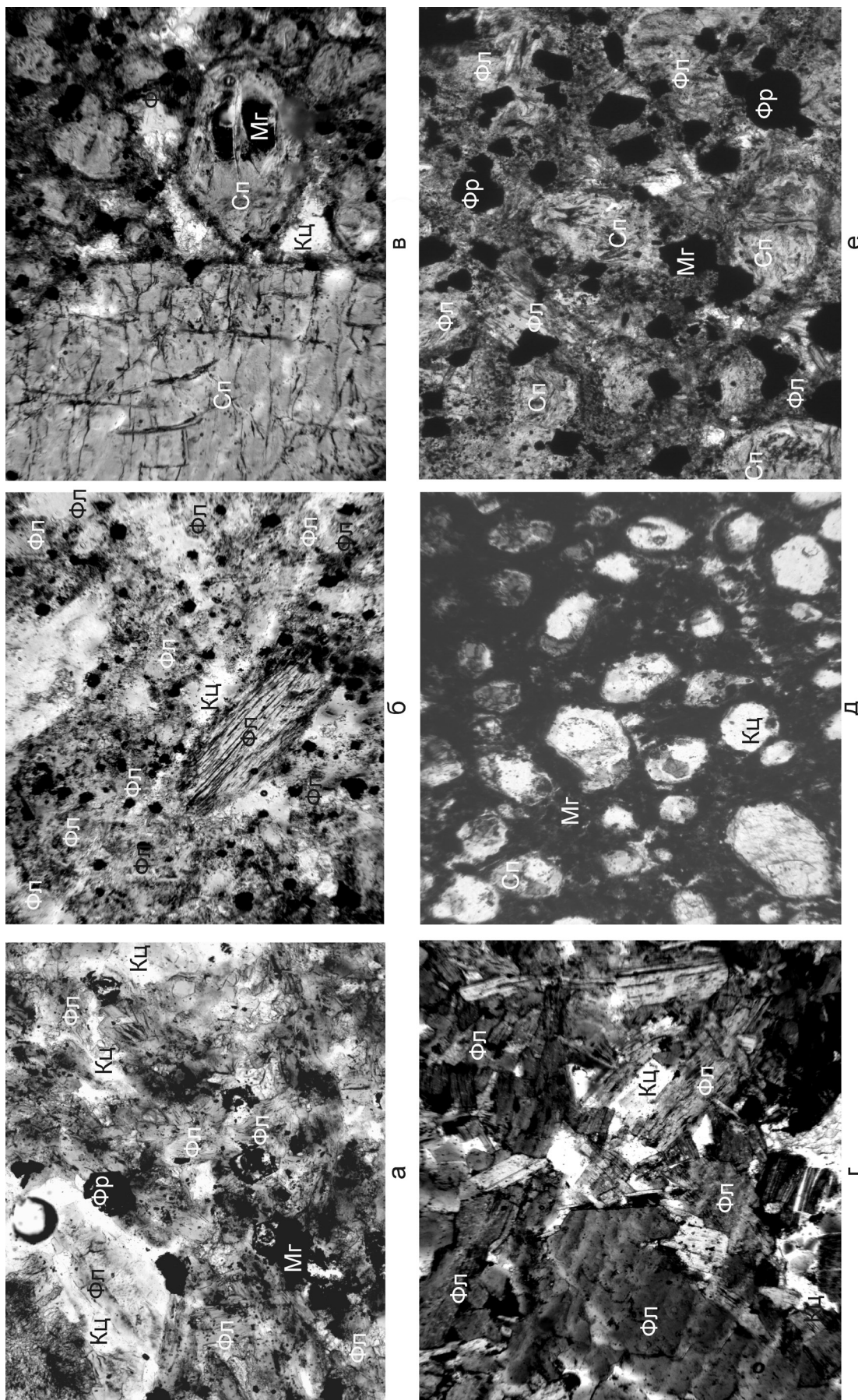
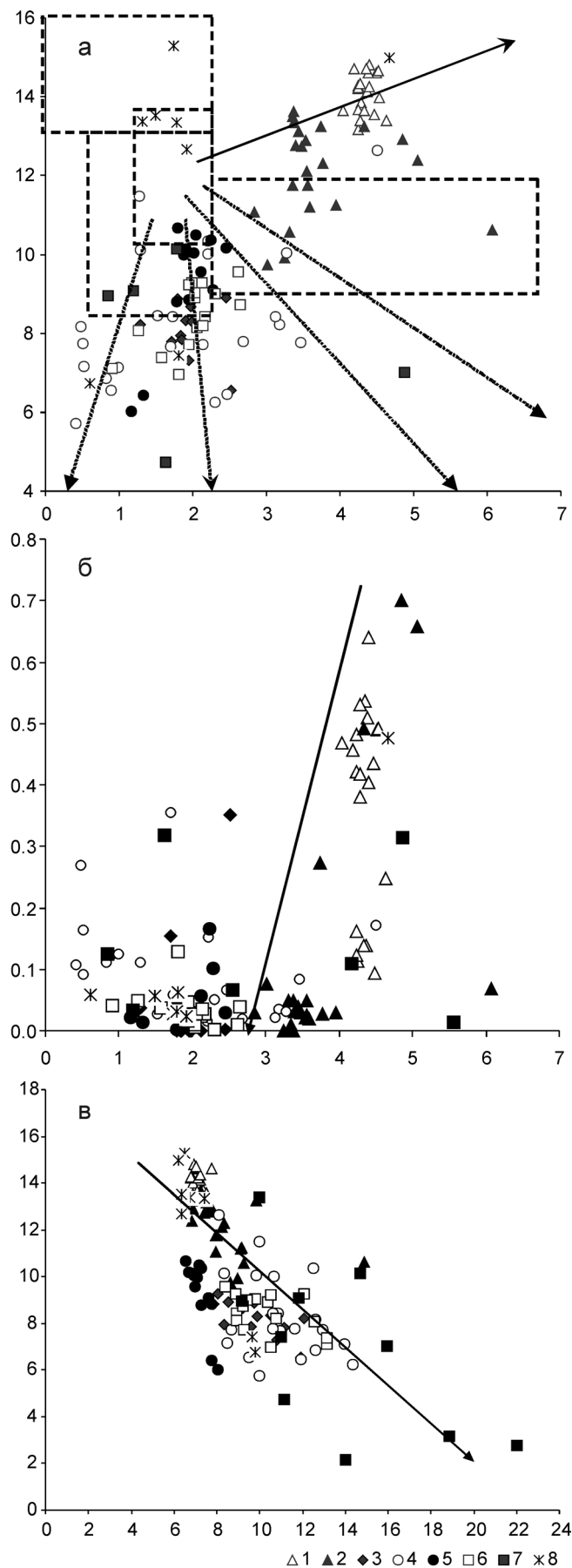


Рис. 2. Микрофотографии кимберлитовых пород аномалии 181 (николи II).

а – мелкопорфировый кимберлит, слагающий дайку, с высоким содержанием мелких ксеноморфных пластинок флогопита (Фл), в основной массе серпентин-слоистого состава располагаются зерна ферригидринов (Фр) и магнетита (Мг),  $\times 150$ ; б – д – включения пород в автолитовый кимберлитовый брекчий: б – слоистый кимберлит 2-го типа с высоким содержанием рудных минералов в основной массе,  $\times 100$ ; в – кимберлит с реликтом серпентинита (Сп), резорбированного по периферии, типичные морфные порфировые выделения серпентинизированного оливина располагаются в основной массе серпентин-слоистого состава,  $\times 100$ ; г – слюдит, типичные пластинки флогопита частично замещает карбонат (Кц),  $\times 100$ ; д – порфировый кимберлит, структура основной массы сидеритовая,  $\times 150$ ; е – кимберлитовая брекчия, слагающая трубку, с четко выраженной мелкопорфировой структурой (слабо карбонатизирована), основная масса флогопит-серпентин-карбонатного состава с высоким содержанием рудных минералов,  $\times 100$ .



ках серпентинового состава основной массы целестин наблюдается в виде идиоморфных кристаллов с мелкими включениями барита (рис. 43).

**Трубочное тело аномалии 181** выполнено зеленовато-серой кимберлитовой брекчией с нечетко выраженной автолитовой текстурой кимберлита-цемента. Содержание мелких ( $2.5 \times 0.9$ ,  $3 \times 2$  см) ксенолитов осадочных пород составляет 5–7%. Для породы характерно постоянное присутствие мелких (3–5 см) включений серпентинитов, слюдитов, кимберлитов и кимберлитовых брекчий, а также макрокристов (1–2 см) серпентинизированного оливина, флогопита, гранатов, ильменита. Редко отмечаются сегрегации (3 см), vyplненные мелкими 0.1–0.5 мм зернами апатита.

Макрокристы флогопита интенсивно деформированы, нередко окружены каймой мелких зерен рудных минералов. В составе брекчии преобладают пластинки флогопита с низким (0–1.0 мас. %) содержанием  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  (6–8 мас. %). В менее измененной кимберлитовой брекчии слюды характеризуются более высокими (2.0–3.5) значениями  $TiO_2$  и широким диапазоном вариаций (6–10)  $Al_2O_3$ . Редко отмечается флогопит с высоким (10–12) содержанием  $Al_2O_3$  при низких (1.5) значениях  $TiO_2$ .

Макрокристы ильменита в автолитовой кимберлитовой брекчии часто имеют неровные заливообразные очертания. Содержание (мас. %)  $TiO_2$  изменяется в пределах 46.41–52.85,  $FeO$  – 39.71–47.38,  $MgO$  варьирует от 0.41 до 5.19, в отдельных зернах увеличивается до 12.90;  $MnO$  и  $Cr_2O_3$  составляют соответственно 0.32–2.06; и 0.11–1.25 (табл. 1). Мелкие зерна рутила и магнетита, включенные в ильменит, наблюдаются как в периферийных, так и в центральных частях зерна.

Автолитовая текстура кимберлита-цемента более четко проявляется на карбонатизированных участках. Среди автолитов преобладают ядерные образования. Ядрами чаще всего являются псевдоморфозы серпентина по оливину размером 5 мм, реже мелкие (4 мм) ксенолиты осадочных пород. Автолитовые оболочки (2–3 мм) и безъядерные автолиты овальной формы (3–4 мм) представлены мелкопорфировым кимберлитом серпентин-флогопит-титаномagnetитового или флогопит-карбонат-магнетитового состава.

В мелкопорфировой оболочке крупного (5 см) ядерного автолита распространены гипидиоморф-

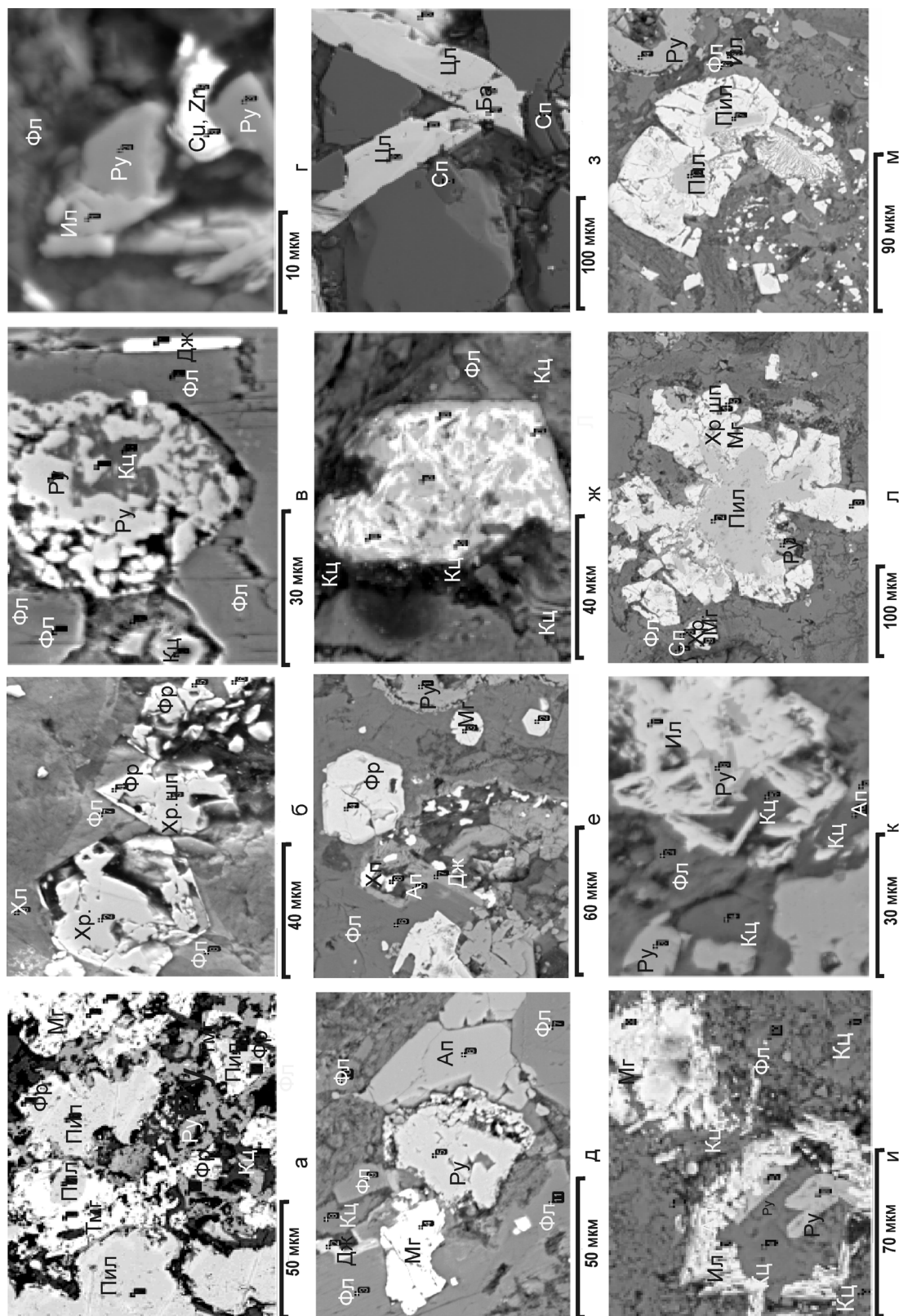
**Рис. 3.** Диаграммы распределения  $TiO_2-Al_2O_3$  (а),  $FeO-Al_2O_3$  (б),  $TiO_2-Cr_2O_3$  (в) в слюдах кимберлитовых пород аномалии 181 и в породах различных формаций [20].

1 – слюдит; 2 – включение слюдяного кимберлита 1-го типа; 3 – кимберлит дайки; 4 – автолитовая кимберлитовая брекчия; 5–8 – включения кимберлитовых пород в автолитовую кимберлитовую брекчии трубки: 5 – кимберлит, 6 – слюдистый кимберлит 2-го типа, 7 – порфировый кимберлит, 8 – автолитовая кимберлитовая брекчия.

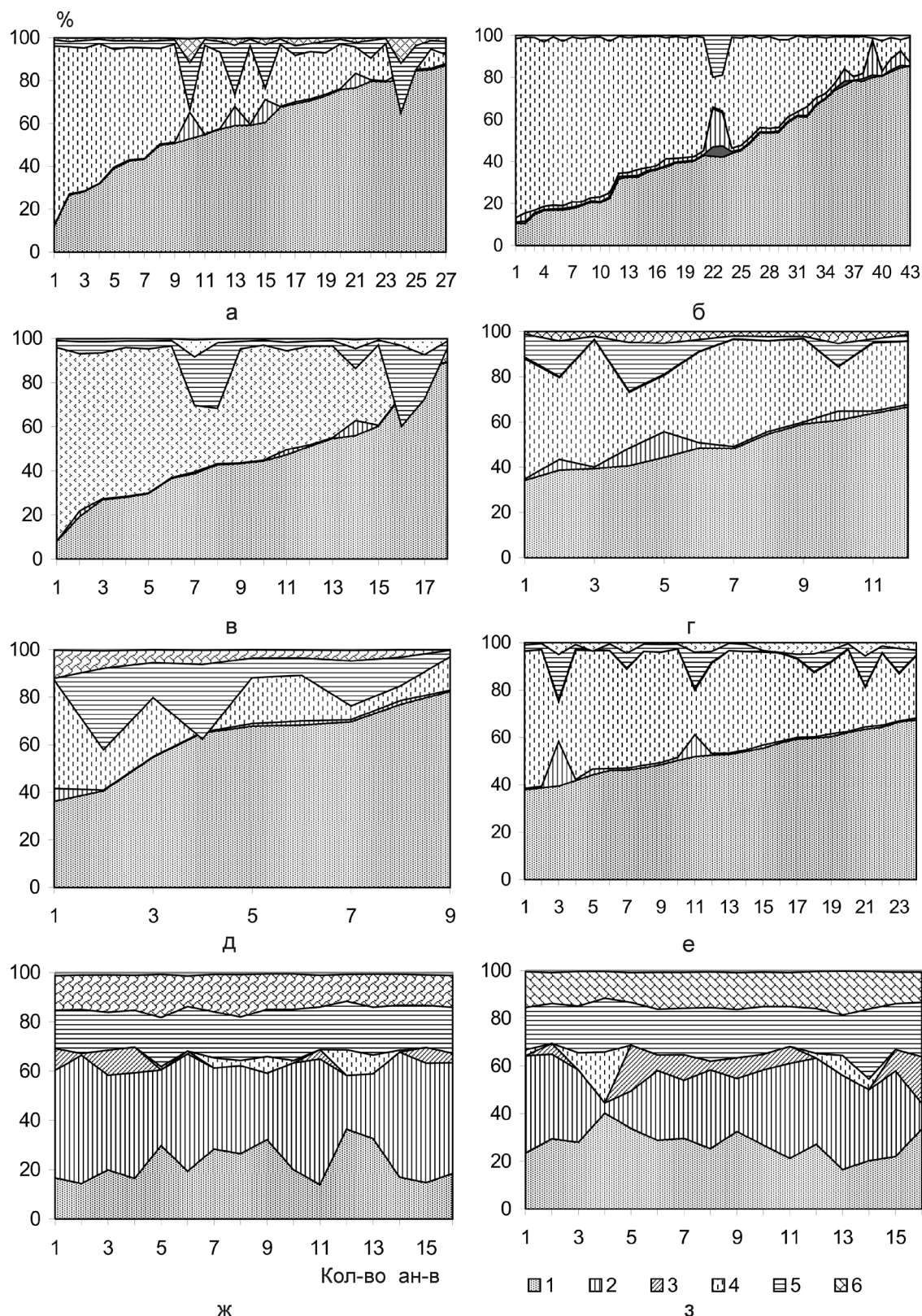
Таблица 1. Химический состав ильменита кимберлитовых пород аномалии 181, мас. %

| № п/п                                                    | CaO  | TiO <sub>2</sub> | MgO   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> | FeO   | MnO  | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Сумма  |
|----------------------------------------------------------|------|------------------|-------|--------------------------------|------------------|-------|------|--------------------------------|--------|
| Кимберлит дайки                                          |      |                  |       |                                |                  |       |      |                                |        |
| 1                                                        | 1.03 | 53.67            | 11.52 | 0.38                           | 0.15             | 33.15 |      | 0.37                           | 100.28 |
| 2                                                        |      | 50.05            | 9.46  | 0.58                           |                  | 40.88 | 0.32 |                                | 101.29 |
| 3                                                        | 1.05 | 52.15            | 11.51 | 0.41                           | 0.18             | 34.98 |      | 0.44                           | 100.71 |
| 4                                                        | 0.47 | 53.93            | 11.27 |                                |                  | 35.48 |      | 0.30                           | 101.45 |
| 5                                                        | 0.56 | 52.17            | 10.61 | 0.32                           | 0.21             | 36.60 |      | 0.44                           | 100.90 |
| 6                                                        | 0.33 | 48.98            |       |                                | 1.58             | 46.33 |      | 1.26                           | 98.49  |
| 7                                                        |      | 51.71            | 2.84  |                                |                  | 43.09 | 1.79 |                                | 99.43  |
| 8                                                        | 1.03 | 53.67            | 11.52 | 0.38                           | 0.15             | 33.15 |      | 0.37                           | 100.28 |
| 9                                                        |      | 50.05            | 9.46  | 0.58                           |                  | 40.88 | 0.32 |                                | 101.29 |
| 10                                                       | 1.05 | 52.15            | 11.51 | 0.41                           | 0.18             | 34.98 |      | 0.44                           | 100.71 |
| 11                                                       | 0.47 | 53.93            | 11.27 |                                |                  | 35.48 |      | 0.30                           | 101.45 |
| 12                                                       | 0.56 | 52.17            | 10.61 | 0.32                           | 0.21             | 36.60 |      | 0.44                           | 100.90 |
| 13                                                       | 0.33 | 48.98            |       |                                | 1.58             | 46.33 |      | 1.26                           | 98.49  |
| 14                                                       |      | 51.71            | 2.84  |                                |                  | 43.09 | 1.79 |                                | 99.43  |
| Автолитовая кимберлитовая брекчия                        |      |                  |       |                                |                  |       |      |                                |        |
| 15                                                       | 0.75 | 48.83            | 4.77  | 0.78                           | 2.26             | 41.34 | 1.07 | 0.29                           | 100.54 |
| 16                                                       | 0.37 | 48.72            | 5.19  | 0.32                           | 1.10             | 41.50 | 1.38 | 0.73                           | 99.77  |
| 17                                                       | 0.64 | 46.41            | 2.71  | 0.45                           | 3.36             | 42.83 | 0.54 | 1.25                           | 98.45  |
| 18                                                       | 0.89 | 48.58            | 1.70  | 0.51                           | 0.97             | 42.87 | 1.04 | 1.15                           | 98.07  |
| 19                                                       | 0.38 | 51.77            | 2.24  | 0.21                           | 0.00             | 42.70 | 1.03 | 0.11                           | 98.78  |
| 21                                                       | 0.18 | 52.63            | 0.39  | 0.25                           | 0.15             | 43.97 | 0.48 | 0.17                           | 98.61  |
| 22                                                       | 0.11 | 50.55            | 12.90 | 0.45                           | 0.00             | 33.87 | 0.32 | 1.11                           | 99.65  |
| 23                                                       | 0.70 | 51.05            | 4.15  | 0.53                           | 1.03             | 39.16 | 1.24 | 0.72                           | 98.94  |
| 24                                                       | 0.21 | 52.85            | 0.50  | 0.24                           | 0.31             | 42.93 | 0.52 | 0.24                           | 98.09  |
| 25                                                       |      | 48.42            | 2.25  | 0.28                           | 0.79             | 39.71 | 6.79 | 0.36                           | 98.36  |
| 26                                                       | 0.69 | 52.20            | 2.02  |                                | 0.44             | 41.73 | 1.69 |                                | 98.79  |
| 27                                                       | 0.57 | 50.93            | 2.44  |                                | 1.45             | 42.93 | 1.12 |                                | 99.77  |
| 28                                                       | 0.40 | 50.25            | 0.41  | 0.28                           | 1.15             | 47.38 | 0.87 | 0.40                           | 101.39 |
| 29                                                       | 0.47 | 51.24            | 2.43  |                                |                  | 44.30 | 2.06 |                                | 100.49 |
| Включение кимберлита в автолитовой кимберлитовой брекчии |      |                  |       |                                |                  |       |      |                                |        |
| 30                                                       | 0.00 | 49.94            | 10.73 | 0.66                           | 0.00             | 37.74 | 0.19 | 0.66                           | 99.91  |
| 31                                                       | 0.71 | 46.86            | 2.61  | 0.30                           | 0.07             | 45.44 | 1.80 | 0.13                           | 98.00  |
| 32                                                       | 0.08 | 49.87            | 0.00  | 0.20                           | 2.53             | 45.52 | 0.00 | 0.06                           | 98.27  |
| 33                                                       | 0.05 | 51.67            | 0.00  | 0.19                           | 0.21             | 48.17 | 0.00 | 0.03                           | 100.32 |
| 34                                                       | 0.22 | 51.76            | 0.00  | 0.11                           | 0.22             | 46.60 | 0.00 | 0.03                           | 98.94  |
| 35                                                       | 0.06 | 52.88            | 0.00  | 0.31                           | 0.17             | 47.16 | 0.00 | 0.00                           | 100.58 |
| 27                                                       | 0.14 | 51.94            | 0.00  | 0.21                           | 0.20             | 47.45 | 0.00 | 0.03                           | 99.97  |
| 28                                                       | 0.00 | 54.18            | 0.00  | 0.28                           | 0.07             | 46.43 | 0.00 | 0.03                           | 100.99 |
| 29                                                       | 0.07 | 52.62            | 0.00  | 0.16                           | 0.00             | 47.86 | 0.00 | 0.06                           | 100.77 |
| 30                                                       | 0.00 | 52.99            | 0.00  | 0.15                           | 0.00             | 47.09 | 0.00 | 0.05                           | 100.27 |
| 31                                                       | 0.00 | 52.56            | 0.00  | 0.17                           | 0.07             | 47.62 | 0.00 | 0.02                           | 100.43 |
| 32                                                       | 0.68 | 53.22            | 0.91  |                                | 0.35             | 44.55 | 1.22 |                                | 100.94 |
| 33                                                       | 0.72 | 53.32            | 3.21  |                                | 0.41             | 41.17 | 1.96 | 0.50                           | 101.29 |
| 34                                                       | 0.47 | 49.32            | 0.47  | 0.41                           | 0.65             | 48.19 |      | 0.63                           | 100.12 |
| 35                                                       |      | 53.87            |       |                                |                  | 45.55 | 0.91 |                                | 100.34 |
| 36                                                       | 0.53 | 41.06            | 0.80  | 0.37                           | 1.02             | 54.38 |      |                                | 98.15  |
| 37                                                       | 0.88 | 51.66            |       |                                |                  | 43.90 | 1.00 |                                | 97.44  |
| Включение порфирового кимберлита                         |      |                  |       |                                |                  |       |      |                                |        |
| 38                                                       | 0.00 | 48.49            | 10.10 | 0.78                           | 0.00             | 40.13 | 0.21 | 0.57                           | 100.28 |
| 39                                                       | 0.00 | 46.77            | 9.22  | 0.60                           | 0.00             | 42.80 | 0.16 | 0.53                           | 100.14 |
| 42                                                       | 0.32 | 48.97            | 0.96  | 0.09                           | 0.66             | 50.36 | 0.06 | 0.03                           | 101.47 |
| 43                                                       |      | 50.44            | 10.25 | 0.80                           |                  | 40.32 |      |                                | 100.80 |
| 44                                                       |      | 50.27            | 11.03 | 0.71                           |                  | 34.52 |      | 0.51                           | 97.05  |
| 45                                                       |      | 51.44            | 11.41 | 0.51                           |                  | 33.30 | 0.41 | 0.64                           | 97.71  |
| 46                                                       |      | 51.21            | 12.67 | 0.68                           |                  | 30.47 | 0.37 | 2.97                           | 98.36  |
| 47                                                       |      | 51.21            | 12.67 | 0.68                           |                  | 30.47 | 0.37 | 2.97                           | 98.36  |
| Включение автолитовой кимберлитовой брекчии              |      |                  |       |                                |                  |       |      |                                |        |
| 48                                                       | 0.67 | 52.33            | 0.32  | 0.38                           | 0.24             | 45.04 | 0.50 | 0.01                           | 99.52  |
| 49                                                       | 1.88 | 50.68            | 1.02  | 0.39                           | 0.09             | 43.68 | 0.83 | 0.03                           | 97.65  |
| 50                                                       | 1.10 | 50.69            | 2.16  | 0.28                           | 0.05             | 43.18 | 1.20 | 0.07                           | 97.74  |
| 51                                                       | 1.69 | 47.10            | 1.61  | 7.37                           | 1.43             | 39.15 | 0.94 | 1.48                           | 100.77 |
| 52                                                       | 7.27 | 50.28            | 1.59  | 0.32                           | 0.30             | 39.83 | 0.86 | 0.07                           | 100.52 |
| 53                                                       | 1.03 | 53.40            | 1.39  | 0.31                           | 0.04             | 41.62 | 0.77 | 0.07                           | 98.63  |
| 54                                                       | 1.06 | 50.60            | 0.94  | 0.34                           | 0.18             | 44.08 | 0.79 | 0.14                           | 98.16  |
| 55                                                       | 0.00 | 49.91            | 10.09 | 0.97                           | 0.00             | 37.82 | 0.15 | 0.48                           | 99.40  |
| 56                                                       | 0.79 | 51.91            | 1.45  | 0.29                           | 0.02             | 43.85 | 0.85 | 0.05                           | 99.24  |
| 57                                                       | 0.72 | 51.90            | 2.26  | 0.36                           | 0.00             | 42.20 | 1.00 | 0.05                           | 98.49  |
| 58                                                       | 1.53 | 54.32            | 0.67  | 0.38                           | 0.99             | 41.31 | 0.43 | 0.09                           | 99.91  |
| 59                                                       | 0.71 | 51.94            | 1.53  | 0.56                           | 1.49             | 41.38 | 0.56 | 0.18                           | 98.38  |
| 60                                                       | 0.63 | 51.89            | 1.33  | 0.21                           | 0.00             | 43.23 | 1.01 | 0.09                           | 98.39  |
| 61                                                       | 0.68 | 52.12            | 0.27  | 0.23                           | 0.33             | 44.82 | 0.39 | 0.07                           | 98.90  |
| 62                                                       | 0.36 | 52.90            | 0.27  | 0.24                           | 0.14             | 44.10 | 0.52 | 0.03                           | 97.65  |

Примечание. Здесь и далее, где не указано иное, анализы выполнены З.А. Алтуховой на рентгеновском микроанализаторе "Camebax-micro" в ИГАБМ СО РАН.



**Рис. 4.** Взаимоотношения минералов в основной массе кимберлитовых пород аномалии 181. а–г, з – кимберлит дайки: а – резорбция зерен пикроильменита (Пил), замещение его титаноматнетитом (Тмг), мелкозернистый агрегат рутила (Ру) и ферришинелей (Фр); б – зерна хромита (Хр), хромистой шпинели (Хр. шп.) среди пластинок флогопита, по периферии оболочка ферришинелей; в – зерно рутила в слюде (Фл), микропризматическое выделение джерфшрита (Дж); г – самородная цинкистая медь с содержанием Zn – 38–40% среди рутила в страстании с ильменитом; з – идиоморфные кристаллы целестина с включениями барита среди серпентина; д, е, ж – включения кимберлита в автолитовой кимберлитовой брекчии: д – флогопит-апатит-рутиловая ассоциация основной массы; е – зерна ферришинелей, рутила, магнетита, реликты апатита и зерна халькопирита (Хп) в основной массе слюдяного состава; ж – замещение рутила редкоземельной фазой (F – 3.87, CaO – 6.15, Ti – 5.22, La – 15.41, Ce – 21.72, Pr – 1.58, Nd – 5.90%); и – к – зональные образования рутила, ильменита в оболочке ядерного автолита (и) и в кимберлите дайки (к); л – м – включение порфирового кимберлита: л – замещение пикроильменита ферришинелями в виде оболочек, м – растрвоение пикроильменита, (Пил, реликт ильменита – Ил), (MgO – 0.56, TiO<sub>2</sub> – 51.28, MnO – 4.81, FeO – 43.73 %) в основной массе.



**Рис. 5.** Соотношение миналов в составе ферришпинелей и хромшпинелидов кимберлитовых пород аномалии 181. а–б – кимберлит дайки; в–д – включения кимберлитовых пород в автолитовой кимберлитовой брекчии, слагающей трубку; в–г – слоистые кимберлиты: 1-го типа (в), 2-го типа (г); д – кимберлит; е – порфировый кимберлит; ж – автолит ядерный; 3 – автолитовая кимберлитовая брекчия трубки. Миналы: 1 – магнетит ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), 2 – хромит ( $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ ), 3 – магнезиохромит ( $\text{MgCr}_2\text{O}_4$ ), 4 – ульвошпинель ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ), 5 – магнезиальная ульвошпинель ( $\text{Mg}_2\text{TiO}_4$ ), 6 – шпинель ( $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ ).

**Таблица 2.** Представительные анализы микрокристаллов шпинелидов из кимберлита дайки (1–16) и включения слюдястого кимберлита 2-го типа (17–32) в автолитовой кимберлитовой брекчии трубки (окислы – мас. %, миналы – мол. %) аномалии 181

|                                  | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6      | 7      | 8     | 9      | 10    | 11     | 12    | 13    | 14    | 15    | 16    |
|----------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| TiO <sub>2</sub>                 | 6.14  | 7.06  | 6.19  | 5.90  | 8.84  | 7.03   | 9.26   | 8.22  | 10.52  | 8.86  | 6.70   | 12.03 | 11.01 | 7.76  | 6.68  | 7.40  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 7.03  | 7.01  | 7.69  | 7.14  | 9.01  | 6.13   | 7.61   | 8.82  | 7.26   | 7.31  | 6.37   | 5.51  | 6.86  | 6.33  | 6.21  | 6.49  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 40.37 | 40.41 | 37.70 | 40.81 | 23.48 | 36.91  | 24.52  | 27.21 | 20.29  | 32.80 | 41.26  | 16.24 | 19.86 | 37.92 | 41.58 | 37.51 |
| FeO                              | 33.23 | 33.83 | 35.30 | 32.66 | 44.42 | 36.82  | 44.59  | 43.00 | 48.82  | 37.63 | 32.38  | 53.50 | 50.09 | 36.47 | 32.69 | 35.63 |
| MnO                              | 0.47  | 0.38  | 0.35  | 0.39  | 0.50  | 0.48   | 0.48   | 0.55  | 0.40   | 0.35  | 0.40   | 0.46  | 0.44  | 0.45  | 0.34  | 0.42  |
| MgO                              | 10.62 | 9.81  | 11.31 | 10.72 | 11.29 | 9.54   | 10.12  | 10.33 | 10.38  | 11.16 | 9.89   | 9.87  | 10.22 | 9.72  | 10.41 | 10.71 |
| CaO                              | 0.16  | 0.32  | 0.02  | 0.17  | 0.46  | 0.27   | 0.46   | 0.39  | 0.23   | 0.09  | 0.18   | 0.14  | 0.38  | 0.08  | 0.04  | 0.10  |
| Σ <sub>мин</sub>                 | 98.02 | 98.82 | 98.57 | 97.79 | 97.99 | 97.18  | 97.04  | 98.52 | 97.90  | 98.20 | 97.17  | 97.75 | 98.86 | 98.73 | 97.96 | 98.26 |
| Ti                               | 0.156 | 0.179 | 0.155 | 0.150 | 0.220 | 0.182  | 0.236  | 0.205 | 0.266  | 0.223 | 0.173  | 0.307 | 0.276 | 0.197 | 0.171 | 0.188 |
| Al                               | 0.279 | 0.278 | 0.301 | 0.284 | 0.351 | 0.248  | 0.304  | 0.345 | 0.287  | 0.288 | 0.257  | 0.221 | 0.270 | 0.252 | 0.248 | 0.258 |
| Cr                               | 1.076 | 1.076 | 0.992 | 1.089 | 0.614 | 1.002  | 0.657  | 0.715 | 0.539  | 0.868 | 1.119  | 0.436 | 0.524 | 1.014 | 1.116 | 0.999 |
| Fe <sup>3</sup>                  | 0.333 | 0.288 | 0.397 | 0.327 | 0.594 | 0.386  | 0.567  | 0.529 | 0.642  | 0.398 | 0.278  | 0.728 | 0.653 | 0.338 | 0.294 | 0.368 |
| Fe <sup>2</sup>                  | 0.603 | 0.664 | 0.583 | 0.593 | 0.633 | 0.669  | 0.694  | 0.664 | 0.726  | 0.653 | 0.649  | 0.789 | 0.742 | 0.691 | 0.632 | 0.634 |
| Mn                               | 0.013 | 0.011 | 0.010 | 0.011 | 0.014 | 0.014  | 0.014  | 0.015 | 0.011  | 0.010 | 0.012  | 0.013 | 0.012 | 0.013 | 0.010 | 0.012 |
| Mg                               | 0.534 | 0.493 | 0.561 | 0.540 | 0.557 | 0.489  | 0.511  | 0.512 | 0.520  | 0.557 | 0.506  | 0.500 | 0.509 | 0.490 | 0.527 | 0.538 |
| Ca                               | 0.006 | 0.011 | 0.001 | 0.006 | 0.016 | 0.010  | 0.017  | 0.014 | 0.008  | 0.003 | 0.006  | 0.005 | 0.014 | 0.003 | 0.001 | 0.004 |
| MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> | 13.97 | 13.91 | 15.07 | 14.20 | 17.57 | 12.40  | 15.19  | 17.27 | 14.37  | 14.41 | 12.87  | 11.03 | 13.49 | 12.62 | 12.42 | 12.88 |
| Mg <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub> | 15.57 | 17.89 | 15.49 | 14.98 | 19.89 | 18.16  | 18.81  | 17.66 | 19.23  | 20.80 | 17.28  | 19.74 | 19.36 | 18.35 | 17.06 | 18.75 |
| MnCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub> | 1.34  | 1.09  | 0.99  | 1.11  | 0.00  | 1.39   | 0.00   | 0.00  | 0.00   | 0.00  | 1.16   | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.99  | 1.20  |
| MgCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub> | 8.87  | 0.74  | 10.14 | 10.42 | 0.00  | 1.14   | 0.00   | 0.00  | 0.00   | 0.00  | 3.79   | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 6.32  | 3.79  |
| FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub> | 43.62 | 51.99 | 38.45 | 42.93 | 30.72 | 47.59  | 32.85  | 35.75 | 26.94  | 43.39 | 51.00  | 21.82 | 26.20 | 50.72 | 48.51 | 44.97 |
| Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>   | 16.64 | 14.38 | 19.85 | 16.36 | 29.71 | 19.32  | 28.35  | 26.43 | 32.12  | 19.90 | 13.90  | 36.41 | 32.67 | 16.92 | 14.71 | 18.41 |
|                                  | 17    | 18    | 19    | 20    | 21    | 22     | 23     | 24    | 25     | 26    | 27     | 28    | 29    | 30    | 31    | 32    |
| TiO <sub>2</sub>                 | 8.28  | 6.62  | 11.00 | 17.68 | 7.24  | 7.96   | 8.06   | 9.17  | 8.46   | 8.15  | 6.79   | 8.47  | 10.22 | 14.07 | 7.74  | 9.40  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 7.60  | 6.57  | 7.47  | 5.71  | 6.49  | 8.17   | 7.99   | 7.78  | 8.25   | 7.49  | 7.36   | 7.94  | 9.33  | 8.30  | 6.81  | 6.72  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 30.82 | 30.80 | 23.38 | 3.24  | 27.58 | 28.79  | 28.27  | 28.88 | 25.15  | 29.81 | 36.79  | 27.50 | 29.86 | 23.36 | 34.75 | 24.39 |
| FeO                              | 41.63 | 44.11 | 46.72 | 60.16 | 42.67 | 43.08  | 42.16  | 39.97 | 44.88  | 40.81 | 37.78  | 43.74 | 37.99 | 36.83 | 36.74 | 41.41 |
| MnO                              | 0.32  | 0.29  | 0.29  | 0.26  | 0.30  | 0.28   | 0.27   | 0.20  | 0.29   | 0.22  | 0.30   | 0.26  | 0.22  | 0.25  | 0.21  | 0.24  |
| MgO                              | 9.84  | 9.92  | 10.78 | 11.10 | 13.30 | 12.46  | 13.21  | 12.86 | 13.34  | 12.28 | 11.02  | 10.44 | 10.17 | 14.98 | 12.15 | 15.92 |
| CaO                              | 0.45  | 0.35  | 0.26  | 0.35  | 0.69  | 0.24   | 0.42   | 0.31  | 0.39   | 0.33  | 0.24   | 0.45  | 0.47  | 0.68  | 0.25  | 0.44  |
| Σ <sub>мин</sub>                 | 98.94 | 98.66 | 99.90 | 98.50 | 98.27 | 100.97 | 100.38 | 99.17 | 100.76 | 99.08 | 100.28 | 98.80 | 98.26 | 98.47 | 98.65 | 98.52 |
| Ti                               | 0.208 | 0.167 | 0.272 | 0.443 | 0.179 | 0.192  | 0.195  | 0.225 | 0.203  | 0.201 | 0.168  | 0.212 | 0.257 | 0.342 | 0.193 | 0.227 |
| Al                               | 0.299 | 0.260 | 0.290 | 0.224 | 0.251 | 0.309  | 0.302  | 0.299 | 0.310  | 0.290 | 0.285  | 0.311 | 0.367 | 0.316 | 0.266 | 0.255 |
| Cr                               | 0.815 | 0.818 | 0.608 | 0.085 | 0.716 | 0.731  | 0.718  | 0.745 | 0.635  | 0.773 | 0.955  | 0.723 | 0.788 | 0.597 | 0.910 | 0.620 |
| Fe <sup>3</sup>                  | 0.469 | 0.587 | 0.557 | 0.803 | 0.675 | 0.575  | 0.590  | 0.506 | 0.649  | 0.535 | 0.424  | 0.543 | 0.331 | 0.403 | 0.438 | 0.670 |
| Fe <sup>2</sup>                  | 0.693 | 0.649 | 0.726 | 0.872 | 0.495 | 0.580  | 0.540  | 0.583 | 0.547  | 0.583 | 0.611  | 0.671 | 0.727 | 0.590 | 0.578 | 0.442 |
| Mn                               | 0.009 | 0.008 | 0.008 | 0.007 | 0.008 | 0.008  | 0.007  | 0.005 | 0.008  | 0.006 | 0.008  | 0.007 | 0.006 | 0.007 | 0.006 | 0.007 |
| Mg                               | 0.491 | 0.497 | 0.529 | 0.552 | 0.651 | 0.597  | 0.633  | 0.626 | 0.635  | 0.601 | 0.540  | 0.517 | 0.506 | 0.722 | 0.600 | 0.764 |
| Ca                               | 0.016 | 0.013 | 0.009 | 0.012 | 0.024 | 0.008  | 0.015  | 0.011 | 0.013  | 0.012 | 0.008  | 0.016 | 0.017 | 0.024 | 0.009 | 0.015 |
| MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> | 14.97 | 13.00 | 14.48 | 11.22 | 12.56 | 15.46  | 15.12  | 14.96 | 15.52  | 14.48 | 14.24  | 15.55 | 18.35 | 15.80 | 13.29 | 12.74 |
| Mg <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub> | 17.84 | 16.73 | 19.67 | 22.61 | 17.88 | 19.23  | 19.47  | 22.51 | 20.31  | 20.11 | 16.77  | 18.91 | 16.98 | 29.37 | 19.29 | 22.74 |
| Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub> | 2.54  | 0.00  | 7.16  | 21.37 | 0.00  | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.00   | 0.00  | 0.00   | 1.91  | 8.38  | 4.48  | 0.00  | 0.00  |
| MgCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub> | 0.00  | 4.51  | 0.00  | 0.00  | 19.26 | 6.57   | 10.67  | 3.68  | 8.68   | 6.53  | 7.02   | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 9.05  | 19.67 |
| FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub> | 40.74 | 35.58 | 30.42 | 4.27  | 15.72 | 29.23  | 24.50  | 33.03 | 22.27  | 31.54 | 39.91  | 36.14 | 39.42 | 29.84 | 35.87 | 10.69 |
| Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>   | 23.45 | 29.37 | 27.87 | 40.16 | 33.75 | 28.75  | 29.51  | 25.28 | 32.43  | 26.74 | 21.22  | 27.13 | 16.57 | 20.17 | 21.91 | 33.50 |

Примечание. 1 – зерно окружено каймой ферришпинелей; 2, 17, 21, 22, 24, 25, 27–31 – включение в псевдоморфозе; 3, 26 – включение на контакте с псевдоморфозой; 3, 4, 5, 8, 11, 18, 19 – зерна размером 0.035 мм в основной массе; 7, 15 – в сростаниях с рутилом; 7 – агрегаты мелких зерен хромита и ферришпинелей в ильмените; 9, 19 – включение во флогопите; 10 – агрегаты зерен хромита, ферришпинелей, рутила.

ные порфировые выделения серпентинизированного оливина размером 0.1–0.5 мм. Желтовато-зеленоватый серпентин в центре псевдоморфоз изотропный, по периферии отличается более высоким (0.012) двупреломлением. В серпентине постоянно отмечается  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 0.33–1.73 мас. %, FeO составляет 8.11–11.81 мас. %.

Матрикс основной массы состоит из ксеноморфных выделений флогопита, биотита, хлорита, магнетита и гидроокислов железа. Ксеноморфные образования слюды основной массы отличаются более низким (0.5–1.0 мас. %) содержанием  $\text{TiO}_2$  по сравнению с идиоморфными пластинками (2–4 мас. %  $\text{TiO}_2$ ). Минералогические особенности оболочек ядерного автолита определяются высоким содержанием магнетита и перовскита среди рудных минералов основной массы. Химический состав магнетита характеризуют вариации  $\text{TiO}_2$  (мас. %) в пределах 1.23–2.66, в отдельных зернах – 5.09, присутствие MgO (0.66–2.48),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0.19–1.13 мас. %) и незначительная примесь  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.17–0.98). Более широкие вариации данных компонентов (мас. %) отмечены в составе ферришпинелей: 5.87–27.43  $\text{TiO}_2$ , 0.7–13.40 MgO, 0.09–5.45  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 0.03–1.14 MnO, 0.14–3.77  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Среди миналов, также как и в кимберлите дайки и автолитовой кимберлитовой брекчии, преобладает магнетит (40–70%), но в отличие от этих пород, оксиды из оболочки автолита содержат примерно равные пропорции ульвошпинели (14.00–45.77) и магнезиальной ульвошпинели (2.78–34.73%). Ильменит в оболочках встречается редко, имеет относительно однородный состав:  $\text{TiO}_2$  – 46.89–50.00, FeO – 47.90–49.36, MnO – 0.12–0.52,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 0.00–0.027,  $\text{SiO}_2$  – 0.65–1.56 мас. %. В основной массе отмечаются зональные образования ильменита, рутила. Пластинчатые формы ильменита с высоким (2.03 мас. %) содержанием MnO и низким (0.66 мас. %) MgO образуют оболочку вокруг рутила, который сохраняется в виде реликта (рис. 4и). *Связующая масса*, среди которой располагаются автолиты, представляет собой неравномерно карбонатизированные участки мелкопорфировой кимберлитовой брекчии карбонат-хлорит-серпентинового состава с реликтами флогопита и зерен рудных минералов. Серпентин крупных псевдоморфоз так же, как и в кимберлите дайки, магнезиальный (32.58–38.24 мас. % MgO) с низким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.10–0.69). Для слюды характерны широкие вариации типоморфных оксидов:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (5.70–12.63),  $\text{TiO}_2$  (0.45–4.82 мас. %). Среди рудных минералов распространены магнетит и титанистый магнетит. В мелких зернах ильменита основной массы содержание (мас. %) MgO колеблется в пределах 0.39–5.18, MnO составляет 1.03–1.24,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 0.24–1.25 (табл. 1). На контакте с псевдоморфозами серпентина располагаются зерна пикроильменита (8.41–12.90 мас. % MgO, 0.32–0.82 мас. % MnO). Для ильменита и пикроильменита характерны приме-

си  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.24–1.54 мас. %),  $\text{SiO}_2$  (0.00–2.26),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0.11–1.25). По сравнению с магнетитом автолитовой оболочки в связующей массе брекчии магнетит содержит более высокие (2.37–8.24 мас. %) значения  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.70–1.45), MgO (0.72–5.89) и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0.38–0.80). Однообразный состав ферришпинелей отражает преобладание среди миналов магнетита и ульвошпинели (рис. 5з). Магнезиальная ульвошпинель изменяется в пределах 3–17%, хромит (5–18%) отмечается в отдельных зернах.

### Включения родственных глубинных пород в кимберлитовой брекчии

*Флогопитсодержащий серпентинит* частично или полностью резорбирован. В результате резорбции образуется порфировидная структура, более крупные выделения серпентина располагаются в микрозернистом серпентин-флогопитовом базисе с зернами рудного минерала (0.03–0.04 мм). Серпентин желтовато-зеленого цвета прожилково-ленточного строения с высоким (0.012–0.015) двупреломлением. В нем отмечаются игольчатые включения рутила.

*Слюдит* размером до 5 см состоит из крупных деформированных светло-бурых пластинок флогопита с четким плеохроизмом по прямой схеме абсорбции  $\text{Ng} > \text{Nr}$  и включениями мелких (<0.01 мм) зерен рудных минералов (рис. 2г). По трещинкам спайности развивается густо окрашенный синева-зеленый хлорит с аномальной интерференционной окраской буроватого цвета. Периферийные участки слюды нередко перекристаллизованы с образованием мелких пластинчатых выделений поздней слюды. В результате более полного растворения пластинок флогопита на отдельных участках образуются мелкопластинчатые агрегаты флогопит-серпентин-магнетитового состава. Флогопит слюдита на соответствующих диаграммах (рис. 3) выделяется высоким содержанием (13.8–14.0 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  (3.74–4.63),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0.12–0.54), но более низким FeO – 6.59–7.84 мас. %.

### Включения кимберлитов и кимберлитовой брекчии

Среди включений кимберлитового состава в кимберлитовой брекчии преобладают мелкопорфировые темно-серые кимберлиты, различающиеся содержанием флогопита, пикроильменита и хромшпинелидов. Мелкопорфировая структура включений определяется высоким (50–60%) содержанием зерен серпентинизированного оливина и флогопита размером меньше 1 мм. По содержанию флогопита и ассоциации рудных минералов среди них выделяются кимберлиты и слюдистые кимберлиты. Последние в свою очередь, имеют четкие различия по составу флогопита и рудных минералов, что позволяет разделить их на два типа.

**Слюдистый кимберлит 1 го типа** с макрокристаллами флогопита размером 1 см имеет сходство с включением слюды флогопитового состава. Порфиновые выделения флогопита размером  $5 \times 2$  мм,  $2 \times 1$  мм,  $1.5 \times 1.0$  мм (10 об. %) представлены высокотитанистыми (3.24–5.06 мас. %  $\text{TiO}_2$ ) разностями с высоким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (11.08–13.62 мас. %), но относительно низким  $\text{FeO}$  (6.85–9.07). В мелких пластинках более поздней слюды с реликтами граней содержание  $\text{TiO}_2$  (мас. %) составляет 2.84,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 9.74,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 6–7,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 0.05 (рис. 3). Флогопит включений данного типа так же, как и в слюдите, представлен миналами флогопита (60–70%) и титанистого флогопита (25–30%).

Среди рудных минералов основной массы преобладают ферришпинели и магнетит, редко отмечается магнезиальный хромовый магнетит с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  8.60–14.85 мас. %. Рутил чаще встречается в виде включения в слюде, иногда в ассоциации с ильменитом, редко в основной массе. Состав ферришпинелей определяют миналы магнетита и ульвошпинели (рис. 5б).

**Слюдистый кимберлит 2 типа** отличается более высоким (10–15%) содержанием крупных ( $1.5 \times 0.7$ ,  $5 \times 2$ ,  $3 \times 1$  мм) и мелких пластинок флогопита (рис. 2б) и присутствием среди рудных минералов основной массы хромшпинелидов и пикроильменита. Порфиновые выделения флогопита ( $2 \times 1$  мм) желтовато-бурого цвета овальной и изометричной формы со следами деформации в виде изгиба или расщепления часто образуют срастания. Для них характерна четко выраженная спайность и плеохроизм по прямой схеме абсорбции ( $\text{Ng} > \text{Nr}$ ). Размеры вкрапленников серпентинизированного оливина овальной, округлой формы варьируют от 0.1 до 1–2 мм, но преобладают (50%) мелкие зерна. Серпентин более крупных (1–2 мм) псевдоморфоз пластинчато-прожилковый хризотил с низким двупреломлением (31.77–34.53 мас. %  $\text{MgO}$ , 11.98–12.83  $\text{FeO}$ , 0.19–0.66  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), в более мелких – изотропный лизардит (29.53–31.15 мас. %  $\text{MgO}$ , 0.71–1.04 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ).

Мелкозернистая основная масса имеет флогопит-серпентин-карбонатный состав. Флогопит образует мелкие идиоморфные пластинки, зерна кальцита (0.03 мм) распределяются относительно равномерно. На отдельных участках структура породы пойкилоофитовая. Мелкие призматической формы пластинки флогопита включены в изотропный серпентин желтовато-зеленого цвета. На диаграмме (рис. 3а) точки состава фенокристов флогопита ( $\text{TiO}_2$  – 1.57–2.64,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 7.11–9.28,  $\text{FeO}$  – 8.85–13.15 мас. %) располагаются в области оранжеитов. В матриксе, так же, как в кимберлите дайки, широкое распространение имеют хромшпинелиды размером 0.03 мм, нередко в срастании с магнетитом или рутилом, иногда встречается пикроильменит ( $\text{MgO}$  – 8–10 мас. %) с низким содержа-

нием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0.5 мас. %). Хромшпинелиды представлены титанистым хромитом и хромистой шпинелью с более низким содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (27.58–34.75 мас. %), по сравнению с кимберлитом дайки. В их составе определены миналы шпинели, магнезиальной ульвошпинели, хромита и магнетита (рис. 5г). Магнетит основной массы характеризуют широкие вариации  $\text{TiO}_2$  (от 0.71 до 8.0),  $\text{MgO}$  (от 0.50 до 6.0) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.13–1.55 мас. %). Кимберлит данного типа отличается высоким содержанием перовскита и присутствием минералов группы титанита (табл. 3). Рутил по составу сопоставим с железистой разностью в кимберлитах Архангельской алмазоносной провинции [2]. Характерной особенностью данного минерала является повышенное (3–5%) содержание элементов-примесей ( $\text{CaO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ) и пониженное –  $\text{TiO}_2$  (82.5–91.0 мас. %).

На карбонатизированных участках текстура кимберлита-цемента автолитовая, крупнозернистый карбонат замещает центральные части псевдоморфоз. Основная масса состоит из пластинок светло-бурого флогопита и участков мелкопластинчатого серпентина и кальцита. Перовскит замещен анатазом. Отдельные ядерные автолиты флогопит-серпентин-магнетитового состава размером 3 см имеют шарообразную форму.

**Кимберлит** серого цвета с редкими макрокристаллами серпентинизированного оливина размером 5–6 мм (рис. 2в). Содержание мелких вкрапленников серпентинизированного оливина также, как в кимберлите дайки составляют 60–70 об. %. Ильменит практически не содержит  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , пикроильменит с содержанием  $\text{MgO}$  – 10,  $\text{MnO}$  – 1.2 и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 0.5 мас. %. отмечен в виде единичных зерен (табл. 1). Крупные пластинки флогопита интенсивно резорбированы, нередко замещены кальцитом и сохраняются в виде ксеноморфных реликтов. Спорадически по слюде развивается хлорит. Мелкие ( $0.1 \times 0.02$  мм) светло-бурые пластинки флогопита четко плеохроируют по прямой схеме абсорбции  $\text{Ng} > \text{Nr}$ . По химическому составу флогопит является малотитанистым (1.0–2.45 мас. %  $\text{TiO}_2$ ) с относительно низким (6.03–10.68 мас. %) содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  (6.55–8.06 мас. %) и минимальными значениями  $\text{Na}_2\text{O}$  (0.2–0.4),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0.0–0.1),  $\text{MnO}$  (0.0–0.05). Среди миналов преобладает (60–80%) флогопит,  $\text{Ti}$ -флогопит составляет 10–15%.

В основной массе серпентин-(кальцит)-флогопит-апатитового состава (4д-ж) располагаются мелкие зерна магнетита, ферришпинелей, рутила, ильменита и редкие зерна перовскита. Последний нередко в центральной части замещается редкоземельной фазой (рис. 4ж) состава:  $\text{CaO}$  – 4.55–6.15,  $\text{TiO}_2$  – 5.22–10.23,  $\text{LaO}$  – 15.41,  $\text{CeO}$  – 16.59–21.72,  $\text{PrO}$  – 1.58,  $\text{NdO}$  – 4.65–5.90,  $\text{F}$  – 3.87–6.94 мас. %. Химизм ферришпинелей характеризуют следующие величины:  $\text{MgO}$  – 0.54–10.70,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 0.28–4.25,  $\text{TiO}_2$  – 7.07–23.97,  $\text{FeO}$  – 56.18–72.07 мас. %.

**Таблица 3.** Химический состав акцессорных минералов в кимберлитовых породах аномалии 181, мас. %

| №<br>п/п  | K <sub>2</sub> O | CaO   | TiO <sub>2</sub> | Na <sub>2</sub> O | MgO   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> | FeO  | MnO  | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Сумма  |
|-----------|------------------|-------|------------------|-------------------|-------|--------------------------------|------------------|------|------|--------------------------------|--------|
| Перовскит |                  |       |                  |                   |       |                                |                  |      |      |                                |        |
| 1         | 0.01             | 33.83 | 59.48            | 0.91              | 0.90  | 0.34                           | 0.00             | 1.25 | 0.00 | 0.06                           | 96.79  |
| 2         | 0.00             | 30.56 | 64.21            | 0.13              | 0.00  | 0.40                           | 0.06             | 1.14 | 0.00 | 0.21                           | 96.70  |
| 3         | 0.00             | 28.69 | 65.11            | 0.21              | 0.00  | 0.39                           | 0.49             | 1.11 | 0.00 | 0.17                           | 96.17  |
| 4         | 0.00             | 38.51 | 58.32            | 0.39              | 0.00  | 0.23                           | 0.00             | 1.44 | 0.00 | 0.04                           | 98.93  |
| 5         | 0.00             | 27.01 | 67.47            | 0.27              | 0.00  | 0.38                           | 0.75             | 1.20 | 0.00 | 0.13                           | 97.21  |
| 6         | 0.12             | 29.15 | 50.93            | 0.34              | 3.62  | 0.11                           | 3.24             | 8.00 | 0.24 | 0.15                           | 95.90  |
| 7         | 0.02             | 32.22 | 59.86            | 0.19              | 0.65  | 0.21                           | 0.31             | 1.28 | 0.02 | 0.12                           | 94.88  |
| Рутил     |                  |       |                  |                   |       |                                |                  |      |      |                                |        |
| 8         | 0                | 5.47  | 85.5             | 0                 | 0.117 | 0.17                           | 0                | 0.32 | 0    | 0.37                           | 91.95  |
| 9         | 0                | 4.87  | 82.2             | 0                 | 0.164 | 0.14                           | 0.37             | 0.98 | 0    | 1.09                           | 89.85  |
| 10        | 0                | 2.17  | 91.0             | 0                 | 0.081 | 0.22                           | 0                | 0.32 | 0    | 0.25                           | 94.05  |
| 11        | 0                | 1.61  | 88.6             | 0                 | 0.834 | 1.22                           | 4.04             | 3.66 | 0.1  | 0.05                           | 100.12 |
| 12        | 0.1              | 0.59  | 86.8             | 0                 | 1.62  | 1.97                           | 4.52             | 3.58 | 0.1  | 0.05                           | 99.32  |
| 13        | 0.2              | 0.35  | 87.4             | 0                 | 1.28  | 1.69                           | 4.04             | 3.25 | 0    | 0.02                           | 98.30  |
| Титаниты  |                  |       |                  |                   |       |                                |                  |      |      |                                |        |
| 14        | 0.04             | 25.22 | 26.77            | 0.00              | 1.38  | 8.46                           | 35.77            | 2.93 | 0.00 | 0.02                           | 100.58 |
| 15        | 0.09             | 22.96 | 32.43            | 0.43              | 1.87  | 3.41                           | 33.08            | 3.89 | 0.00 | 0.04                           | 98.21  |
| 16        | 0.4              | 20.0  | 29.5             | 0                 | 4.18  | 4.86                           | 35.5             | 4.37 | 0    | 0.01                           | 98.95  |
| 17        | 0                | 25.1  | 29.1             | 0                 | 1.24  | 6.55                           | 33.5             | 3.56 | 0    | 0.01                           | 98.98  |
| 18        | 0.06             | 17.75 | 20.05            | 0.00              | 7.00  | 10.07                          | 37.01            | 6.57 | 0.04 | 0.20                           | 98.75  |

Среди миалов преобладает магнетит и ульвошпинель, в небольших количествах присутствует магнезиальная ульвошпинель, в единичных зернах отмечены хромит и шпинель. В результате электронно-микроскопического изучения установлена первичная флогопит-апатит-рутиловая ассоциация (рис. 4д).

**Кимберлит порфировый** (рис. 2д) отличается от включений мелкопорфировых кимберлитов более высоким содержанием (около 5%) крупных зерен (7 × 3, 5 × 4, 4 × 2 мм) гранатов, пикроильменита и серпентинизированного оливина. В центре крупных (5 мм) псевдоморфоз располагается изотропный серпентин, периферийные участки выполнены мелкопластинчатым хризотилом с низким двупреломлением. Химический состав серпентина характеризуют низкое содержание MgO (23.07–27.38 мас. %) и относительно высокое – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.11–3.61 мас. %), FeO составляет 9.64–12.03 мас. %. Крупные зерна пикроильменита обычно окружены каймой мелких (0.002 мм) зерен ферришпинелей, среди которых присутствуют редкие зерна рутила и хромистого магнетита (рис. 4л). Такие зональные образования нередко подвергнуты интенсивному растворению (рис. 4м). Среди порфировых выделений значительное распространение (10%) имеют желтовато-бурые крупные (5–7 мм) пластинки флогопита овальной формы с четко выраженной спайностью, плеохроирующие по схеме Ng > Np. В виде включений в слюде отмечаются мелкие зерна рутила. Характерной особенностью флогопита исследуемой породы по сравнению с другими петрографическими разновидностями является вы-

сокое содержание (мас. %) FeO (11.83–22.0), TiO<sub>2</sub> (4.17–5.58) и низкое – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2.15–7.01). В основной массе преобладают ксеноморфные выделения слюды, которые нередко образуют срастания, а удлиненные пластинки заметны лишь на отдельных участках. В отличие от крупных пластинок, мелкие пластинки слюды содержат меньше FeO (11.14–11.73) и TiO<sub>2</sub> (1.19–1.78) и несколько больше (9.07–10.15 мас. %) – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

В матриксе флогопит-карбонат-серпентинового состава располагаются мелкие (0.03 мм) зерна магнетита, рутила и ферришпинелей, нередко образующих агрегаты размером 3–5 мм, реже встречаются зерна (0.1 мм) пикроильменита (MgO – 8–10; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.44 мас. %) и ильменита, в составе которых MgO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отсутствуют (табл. 1). Более широко представлена титаномagnetитовая минерализация. Химический состав титанистых магнетитов характеризует высокое содержание (мас. %) TiO<sub>2</sub> (11.24–21–82), FeO (74.82–84.92) и низкое – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.36–2.54) и MgO (0.94–2.45). Среди миалов преобладают магнетит (40–80%) и ульвошпинель (50%), содержание магнезиальной ульвошпинели варьирует в пределах 0–22%; шпинель составляет 2.5%. В ассоциации с рутилом отмечаются зерна халькопирита. Апатит сохранился в виде ксеноморфных зерен размером 0.1 мм с неровными краями вследствие замещения его серпентином и магнетитом. В матриксе часто наблюдаются бесформенные новообразования целестина. Карбонаты представлены кальцитом, доломитом, сидеритом.

**Включение автолитовой кимберлитовой брекчии** серого и светло-серого цвета с редкими ксеноли-

тами хлорит-карбонатного состава характеризуется нечетко выраженной автолитовой текстурой и мелкопорфировой (0.2–0.5 мм) структурой кимберлита-цемента. Автолиты представлены ядерными образованиями размером 0.5–1.0 см. Ядра – мелкие ксенолиты и крупные вкрапленники серпентинизированного оливина окружены афировыми оболочками (2–3 мм) серпентин-флогопит-карбонатного состава с высоким содержанием магнетита.

Среди слюд преобладает высокоглиноземистый (10–13 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) флогопит с содержанием 1.7–2.8 мас. %  $\text{TiO}_2$  (рис. 3), для которого характерно высокое (50–80%) содержание минала флогопита и постоянная величина (10%)  $\text{Ti}$ -флогопита. В небольших количествах присутствуют миналы  $\text{Fe}$ -истонита (3–10%), истонита (5–15%). На графике  $\text{TiO}_2$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 3а) флогопит тяготеет к полю состава кимберлитов. Рудные минералы основной массы представлены рутилом, магнетитом, ильменитом. Состав магнетита определяют (мас. %)  $\text{TiO}_2$  (1.14–4.32),  $\text{MgO}$  (0.30–2.52),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.29–1.73),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0.10–1.73). В мелких зернах ильменита содержание  $\text{TiO}_2$  изменяется от 50.60 до 54.32;  $\text{FeO}$  – 39.83–45.84,  $\text{MgO}$  варьирует в пределах 0.27–2.26 мас. %, в отдельных зернах увеличивается до 10.09 (табл. 1). В периферийных или центральных частях ильменита нередко располагаются мелкие зерна рутила и магнетита.

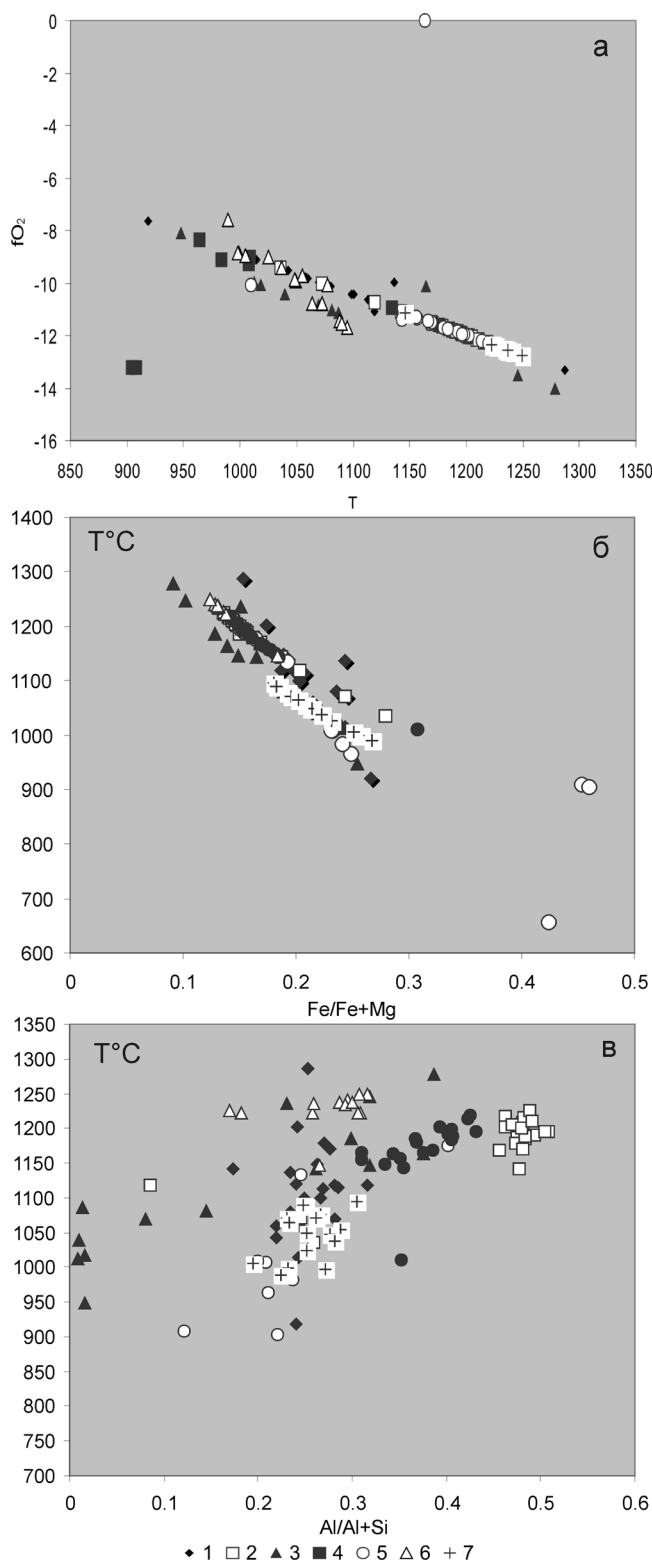
#### ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВ И КИМБЕРЛИТОВЫХ БРЕКЧИЙ

Зерна *оливина* в кимберлитовых породах полностью замещаются разновидностями серпентина с магнетитом или без него. Серпентинизация происходила в несколько дискретных стадий. Серпентин каждой стадии характеризуется определенными оптическими свойствами и химическим составом. Серпентин крупных псевдоморфоз отличается отсутствием примесей и более магнезиальным составом. В основной массе преобладает лизардит с примесью глинозема. Его образование происходило одновременно с поздним кальцитом, флогопитом и магнетитом. Серпентин дайки по сравнению с автолитовой кимберлитовой брекчией, слагающей трубку, отличается более низким содержанием  $\text{FeO}$  (6.33–10.60 мас. %), но более высоким –  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.40–1.46). В серпентине брекчий содержание  $\text{FeO}$  изменяется в пределах 13.81–16.97 мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  составляет 0.25–1.20 мас. %.

**Флогопит** в исследованных породах имеет широкое распространение. Большинство слюд характеризуют широкие вариации содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$  (рис. 3а, б), низкое (<0.2%) содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (рис. 3в). По химическому составу среди флогопитов кимберлитовых пород выделяются 4 группы. К первой группе отнесен флогопит из включений слюдита и слюдистого кимберлита 1 типа с

высоким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14–15 мас. %),  $\text{TiO}_2$  (4–5 мас. %) и относительно низким  $\text{FeO}$  (6.59–8.63 мас. %). Вторая группа слюд отличается широким диапазоном содержаний  $\text{TiO}_2$  – 1.71–2.64% и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 7.36–10.55% (рис. 3а). Такие слюды распространены в кимберлите дайки, включениях кимберлита, слюдистого кимберлита 2-го типа и неизменной кимберлитовой брекчии трубки. К третьей группе можно отнести немногочисленные железистые слюды состава (мас. %):  $\text{FeO}$  – 11.83–22.00,  $\text{TiO}_2$  – 4.17–5.58,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 2.15–7.0 из порфирового кимберлита и оболочек ядерных автолитов. Четвертую группу представляют слюды с высоким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (10–13 мас. %) и низким –  $\text{TiO}_2$  (1.7–2.8 мас. %) из включений автолитовой кимберлитовой брекчии, на диаграмме (рис. 3) они располагаются в области состава кимберлитов. На классификационной диаграмме в координатах  $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{TiO}_2$  (рис. 3а) первая группа образует компактное поле в области состава слюд минетты и альнеитов. Наиболее многочисленные слюды второй группы располагаются в поле оранжеитов и частично лампроитов. Составы флогопита из включений кимберлита, порфирового кимберлита близки микрофенокристаллам оранжеитов и лишь немногие пластинки четвертой группы близки по составу основной массе кимберлитов. Графики корреляций температуры и фугитивности кислорода (рис. 6а) показывают высокие (1140–1225°C) значения температуры кристаллизации при низкой  $\log f_{\text{O}_2}$  – от –11 до –13 для флогопита первой группы из включений слюдита и слюдистого кимберлита 1 типа. Условия кристаллизации флогопита из кимберлита дайки и включения кимберлита определены температурой 1050–1150°C и  $\log f_{\text{O}_2}$  (от –8 до –11). Слюда из автолитовой кимберлитовой брекчии, слагающей трубку, образует непрерывный ряд в сторону увеличения величины фугитивности кислорода (от –10 до –8.5) и соответственно уменьшения температуры от 1075 до 975°C в результате воздействия расплава и флюида в процессе становления кимберлитовых тел.

Графики (рис. 6б, в) корреляции температур кристаллизации флогопита с их химическим составом показывают прямую зависимость с коэффициентом глиноземистости и обратную с коэффициентом железистости. Следует заметить, что флогопиты из различных ксенолитов мантийных пород имеют четкие различия по содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , например, его величина в слюдах гранатовых перидотитов значительно выше, чем в слюдах из шпинелевых перидотитов, поэтому слюды с разным содержанием данного компонента могут быть дериватами различных мантийных пород. Коэффициент глиноземистости или истонитовый компонент возрастает с увеличением давления при постоянной температуре [22]. Содержание  $\text{TiO}_2$  не зависит от  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и определяется либо химическим составом флюида в процессе мантийного метасоматоза, либо физико-



**Рис. 6.** Графики корреляции температура–фугитивность кислорода (а), коэффициентов железистости (б) и глиноземистости (в) в слюдах кимберлитовых пород аномалии 181.

1 – кимберлит дайки, 2 – слюдит, 3–4 – автолитовая кимберлитовая брекчия трубки, 5–7 – включения кимберлитовых пород в автолитовой кимберлитовой брекчии, слагающей трубку: слюдитовые кимберлиты 1 типа (5), 2 типа (6), кимберлит (7).

химическими условиями кристаллизации кимберлитового расплава.

Группы слюд с различным содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , возможно, представляют различные мантийные источники их происхождения, обусловленные различными по времени и продолжительности стадиями метасоматоза верхней мантии, что согласуется с широким диапазоном значений возраста кимберлитовых пород от 880 до 1621 млн. лет. Вариации температуры (от 800 до 1300°C) кристаллизации флогопита подтверждают длительную историю его существования от реликтов мантийных пород [4] с возрастом 1400 млн. лет с температурой 1000–1300°C до новообразованных слюд, кристаллизация которых происходила на месте растворенных ксенокристов при температуре 600–700°C и  $\log f\text{O}_2$  от –8 до –10.

**Ильменит** в исследованных породах характеризуется низким содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  и отличается содержанием  $\text{MgO}$ . Пикроильменит с содержанием  $\text{MgO}$  от 9.4 до 11.52 мас. % чаще всего отмечается в кимберлите, слагающем дайку, и во включении порфирового кимберлита (табл. 1). В результате электронно-микроскопического изучения установлено замещение пикроильменита ильменитом во включении порфирового кимберлита и титаномагнетитом в кимберлите дайки. Различные стадии замещения и последующего растворения иллюстрируют рис. 4л, м. Широкое распространение ильменита с низким (0.31–3.01 мас. %) содержанием  $\text{MgO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  в кимберлитовых брекчиях, слагающих трубку, включениях мелкопорфирового кимберлита и автолитовой кимберлитовой брекчии обусловлено воздействием расплава и флюида на зерна пикроильменита. В слюдитовых кимберлитах включений преобладают продукты распада ильменита: ферришпинели и рутил. Расчеты, выполненные по программе ILMAT [17], с использованием метода расчета равновесных температур и давления кислорода ( $f\text{O}_2$ ) по Andersen, Lindsley [15] и мольных фракций ульвошпинели и ильменита по методике Lindsley, Spenser [18] показали температуру кристаллизации 687°C и  $\log f\text{O}_2$  –20.14.

**Ферришпинели** в виде мелких (0.03–0.06 мм) отдельных зерен, реже в сростании с ильменитом, рутилом, нередко в составе зернистого агрегата магнетит-ильменит, широко распространены в основной массе кимберлитовых пород, выполняющих аномалию 181. Среди ферришпинелей преобладает титанистый магнетит с вариациями содержаний главных компонентов (мас. %):  $\text{FeO}$  – 66.18–77.26,  $\text{TiO}_2$  – 18.5–30.43 и примесей:  $\text{MgO}$  – 0.33–1.41, редко – 6.98–7.86%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 0.14–0.42 и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 0.47–1.84 (рис. 5). Особенности состава ферришпинелей в исследуемых петрографических разновидностях проявляются однообразным набором миналов, среди которых преобладают магнетит и ульвошпинель при низких значениях

ях шпинели и хромита. Различия состоят лишь в соотношении миналов ульвошпинели и магнезиальной ульвошпинели. Минал последней не отмечен в оксидах включения слюдистого кимберлита 1 типа (рис. 5в), а в кимберлите дайки и включении мелкопорфирового кимберлита фиксируется лишь в отдельных зернах (рис. 5а, д). Его содержание заметно увеличивается в ферришпинелях из включения порфирового кимберлита и автолитовой кимберлитовой брекчии трубки (рис. 5е, з). В оболочке ядерного автолита (рис. 5ж) содержания миналов ульвошпинели и магнезиальной ульвошпинели примерно одинаковы.

**Хромшпинелиды** в составе кимберлитовых пород аномалии 181 встречаются в основной массе, образуют агрегаты с ферришпинелями и рутилом, являются включениями в псевдоморфозах серпентина по оливину. По химическому составу они соответствуют титанистым разновидностям хромита и **Cr-шпинели** [19]. В составе первых содержание (мас. %)  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  колеблется в пределах 27.58–42.58, FeO – 30.69–34.63, MgO – 9.54–11.31,  $\text{TiO}_2$  – 5.90–8.86,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 6.13–7.69 (табл. 2). От титанистых магнезихромитов трубки Аргайл Западной Австралии [12] выделенный тип хромитов отличается пониженным содержанием хрома и более высокими значениями алюминия и титана. Титанистая **Cr-шпинель** в исследуемых породах характеризуется широкими вариациями оксидов хрома (14.24–28.79 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), титана (5.90–12.03 мас. %  $\text{TiO}_2$ ) алюминия (5.51–9.01 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), магния (9.54–15.92 мас. % MgO) и железа (40.81–53.50 мас. % FeO). Согласно классификации В.К. Гаранина [2] выделенные типы оксидов соответствуют низкохромистому пикроферроферрихромиту (среднее содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 43.21 мас. %) и **Mg-Cr-ульвошпинели** (среднее содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 25.96).

Выделенные титанистые разновидности хромшпинелидов распространены в основной массе кимберлита дайки и включениях слюдистого кимберлита 2-го типа. В других петрографических разновидностях распространены титанистые хромовые магнетиты, содержащие (мас. %) от 5.24 до 15.00  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , 12.03–17.58  $\text{TiO}_2$ , 53.50–58.16 FeO, 5.51–5.71  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 9.87–11.10 MgO. Их состав подобен Mg-Al-Cr-титаномагнетиту в кимберлитах Архангельской провинции.

Эволюционный тренд изменения состава шпинелей в кимберлитовых породах аномалии 181 заключается в уменьшении содержаний Cr, Al, Mg: сопровождающихся повышением содержания  $\text{Fe}^{2+}$ , Ti,  $\text{Fe}^{3+}$ . Тенденция изменения их состава в направлении к титаномагнетиту обозначена значительно слабее в кимберлите дайки, чем в шпинелях из кимберлитовой брекчии трубки.

**Апатит** встречается в петрографических разновидностях аномалии 181 в виде двух генераций.

Более крупные зерна первичного апатита в ассоциации с флогопитом и рутилом наблюдаются в кимберлите дайки, включениях кимберлита и слюдистого кимберлита 2-го типа. В автолитовой кимберлитовой брекчии данный минерал встречается в виде мелких реликтов, на карбонатизированных участках образуются идиоморфные призматические зерна апатита более поздней генерации в ассоциации с кальцитом.

**Акцессорные минералы.** Перовскит чаще всего встречается во включении кимберлита, слюдистого кимберлита 2-го типа и оболочке ядерного автолита. В других петрографических разновидностях он замещается анатазом или титанитом (табл. 3) с низкими содержаниями (мас. %)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2.68–3.41), FeO (3.89–5.49),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0.43–0.51).

**Титаниты** распространены в основной массе в кимберлите дайки и включении кимберлита 2-го типа в виде гипидиоморфных и ксеноморфных зернистых агрегатов размером до 100 мкм и мельче. Они характеризуются широкими вариациями главных компонентов CaO,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$  (табл. 3). Возможно они образовались по перовскиту.

**Сульфиды**, представленные халькопиритом, пиритом, сфалеритом и галенитом, располагаются в основной массе и псевдоморфозах серпентина по оливину.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД АНОМАЛИИ 181

Кимберлитовые породы аномалии 181 среди петрографических разновидностей, слагающих дайки и трубки Восточно-Укукитского кимберлитового поля, выделяются максимальным содержанием (мас. %)  $\text{K}_2\text{O}$  (1.41–3.30),  $\text{TiO}_2$  (2.49–8.08) и низкими – FeO (2.66–6.44), MgO (15.40–20.48). Кимберлит, слагающий дайку, по сравнению с кимберлитовыми брекчиями трубчатого тела, содержит в 1.5–2 раза меньше  $\text{CO}_2$  (9.60) и CaO (13.80), но для его состава характерны более высокие значения (мас. %)  $\text{K}_2\text{O}$  (2.61) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.67). Включение мелкопорфирового кимберлита отличается от других пород высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (30.78),  $\text{TiO}_2$  (4.46),  $\text{K}_2\text{O}$  (2.97) (табл. 4). Особенности химического состава включения слюдистого кимберлита 2-го типа определяют максимальное содержание  $\text{K}_2\text{O}$  (3.9),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (1.41), высокое –  $\text{TiO}_2$  (3.30) и минимальные величины MgO (16.70),  $\text{H}_2\text{O}$  (4.15). В слюдите (табл. 4) отмечены максимальные значения (мас. %)  $\text{SiO}_2$  (39.40),  $\text{K}_2\text{O}$  (8.45),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12.10), и минимальные –  $\text{H}_2\text{O}$  (2.72),  $\text{CO}_2$  (0.77),  $\text{TiO}_2$  (1.89).

Концентрации редких и редкоземельных элементов в породах определялись в химико-аналитическом центре “Плазма” г. Томска методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием “ELAN DRK-E фирмы Perkin-Elmer instruments LLS”

**Таблица 4.** Химический состав кимберлитовых пород аномалии 181 Восточно-Укукитского поля, мас. %

| Окислы                         | 181-1 | 181-8  | 181-11 | 181-14 | 181-10 | 181-15 | 181-16 | 181-23 | 181-20 | 181-21 | 181-12 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 26.38 | 26.64  | 25.57  | 29.54  | 32.03  | 30.78  | 27.93  | 27.51  | 30.35  | 30.32  | 39.40  |
| TiO <sub>2</sub>               | 3.86  | 4.30   | 3.67   | 3.09   | 7.70   | 4.46   | 5.93   | 8.08   | 2.63   | 3.07   | 1.89   |
| K <sub>2</sub> O               | 2.61  | 1.44   | 2.84   | 2.52   | 2.99   | 2.97   | 3.30   | 2.83   | 1.41   | 2.30   | 8.45   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5.08  | 2.97   | 3.27   | 3.30   | 4.61   | 3.70   | 3.90   | 4.57   | 2.33   | 1.97   | 12.10  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5.67  | 5.57   | 6.50   | 5.20   | 9.26   | 7.51   | 7.61   | 9.21   | 6.05   | 4.74   | 3.76   |
| MnO                            | 0.16  | 0.13   | 0.12   | 0.10   | 0.13   | 0.11   | 0.14   | 0.11   | 0.09   | 0.09   | 0.05   |
| MgO                            | 19.8  | 19.67  | 16.97  | 18.7   | 19.1   | 20.48  | 16.70  | 15.4   | 26.97  | 19.09  | 23.10  |
| CaO                            | 13.8  | 16.26  | 17.45  | 15.6   | 7.58   | 12.27  | 14.67  | 13.16  | 6.44   | 15.27  | 0.79   |
| FeO                            | 4.56  | 4.36   | 3.96   | 3.86   | 5.36   | 4.24   | 4.61   | 4.43   | 6.44   | 15.27  | 4.72   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.13  | 0.04   | 0.60   | 0.05   | 0.13   | 0.06   | 0.08   | 0.10   | 0.01   | 0.08   | 0.18   |
| H <sub>2</sub> O-              | 0.50  | 0.65   | 0.47   | 0.41   | 0.71   | 0.57   | 0.30   | 0.76   | 0.86   | 0.62   | 0      |
| H <sub>2</sub> O+              | 6.98  | 5.84   | 4.62   | 5.57   | 5.82   | 4.36   | 4.15   | 4.85   | 9.08   | 7.16   | 2.72   |
| CO <sub>2</sub>                | 9.60  | 12.68  | 11.59  | 11.51  | 4.98   | 8.28   | 9.37   | 8.80   | 6.43   | 11.41  | 0.77   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.67  | 0.33   | 0.55   | 0.45   | 0.71   | 0.52   | 1.41   | 0.56   | 0.25   | 0.57   | 0.51   |
| S                              |       | 0.02   |        | 0.19   | 0.06   | 0.10   | 0.19   | 0.40   | 0.56   | 0.30   | F-0.43 |
| SO <sub>3</sub>                |       |        | 2.11   |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Сумма                          | 99.27 | 100.24 | 99.29  | 99.69  | 100.45 | 99.75  | 100.01 | 100.02 | 100.2  | 99.86  | 98.6   |

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГАБМ СО РАН, аналитики Л.Т. Галенчикова, Д.А. Кулагина. 181-1 – кимберлит дайки; 181-8, 181-11 – автолитовая кимберлитовая брекчия, слагающая трубку; 181-14 – афировая оболочка ядерного автолита; 181-15 – включения кимберлита; 181-16, 181-21, 181-23 – включения слюдистого кимберлита 2-го типа; 181-20 – включение кимберлитовой брекхии; 181-12 – включение слюдиты.

Графики распределения РЗЭ и других элементов показали контрастные различия их содержаний в кимберлите, слагающем дайку и автолитовую кимберлитовую брекчию, выполняющей трубчатое тело. Максимальные концентрации редкоземельных элементов содержатся в кимберлите дайки (табл. 5, рис. 7). Степень сходства микроэлементного состава кимберлита дайки с включениями кимберлита и слюдистого кимберлита 2-го типа проявляется высоким содержанием подгруппы тяжелых элементов (Dy, Ho, Yb, Lu) и Th. Кроме того, включения слюдистого кимберлита 2-го типа сопоставимы с кимберлитом дайки также содержанием Ho, Er, Tm, Yb, Lu (рис. 7а). На графике данный тип включений выделяется максимальным значением Sr, концентрации которого обусловлены присутствием карбоната. Сходство геохимических особенностей включений слюдистых кимберлитов 1 и 2-го типов проявляется одинаково высоким содержанием Rb, Th, Ta, Cs (рис. 7б) – типоморфных компонентов флогопита – и Dy, Ho, Tb, Er. Однако слюдистые кимберлиты 1 го типа отличаются низкими концентрациями легких (La, Ce, Pr, Nd) и ряда тяжелых (Tm, Yb) редкоземельных элементов в связи с однообразным минеральным составом исходных пород, представленных слюдистыми ильменитсодержащими серпентинитами. График распределения микроэлементов (рис. 7б) показывает контрастный характер накопления Cs, максимальное содержание которого прослеживается в составе включений кимберлита, слюдистого кимберлита 2-го типа с макрокристами слюды в кимберлите дайки, а минимальные величины отмечаются в автолитовой кимберлитовой брекхии и включении слюдистого кимберлита 1-го типа. Геохимические особенности включений кимберлита опре-

деляются максимальным содержанием элементов Er, Tm и высокими значениями Gd, Eu. Присутствие максимальных концентраций РЗЭ в кимберлитах дайки обусловлено более полной степенью плавления исходных пород оливин- флогопит-апатитового состава, в которых рудные минералы представлены пикроильменитом и хромшпинелидами. Высокая степень сходства микроэлементного состава кимберлита дайки и включений кимберлита и слюдистого кимберлита 2-го типа доказывает, что данные включения являются обломками кимберлита, выполняющего дайку. Некоторые различия их химического состава связаны с агрессивным воздействием расплава и постмагматического флюида кимберлитовой брекхии, в которой они находились.

Автолитовые кимберлитовые брекхии, выполняющие трубку, выделяются минимальным содержанием Rb, Ba, Th, Ta, Nb, Ag, Sr (рис. 7б) и низкими значениями большинства редкоземельных элементов La, Ce, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu (табл. 6), сопоставимых с их содержанием в слюдистом кимберлите 1-го типа. Такое распределение редкоземельных элементов обусловлено высокой степенью изменения первичного состава кимберлитовых брекчий в результате воздействия постмагматического флюида.

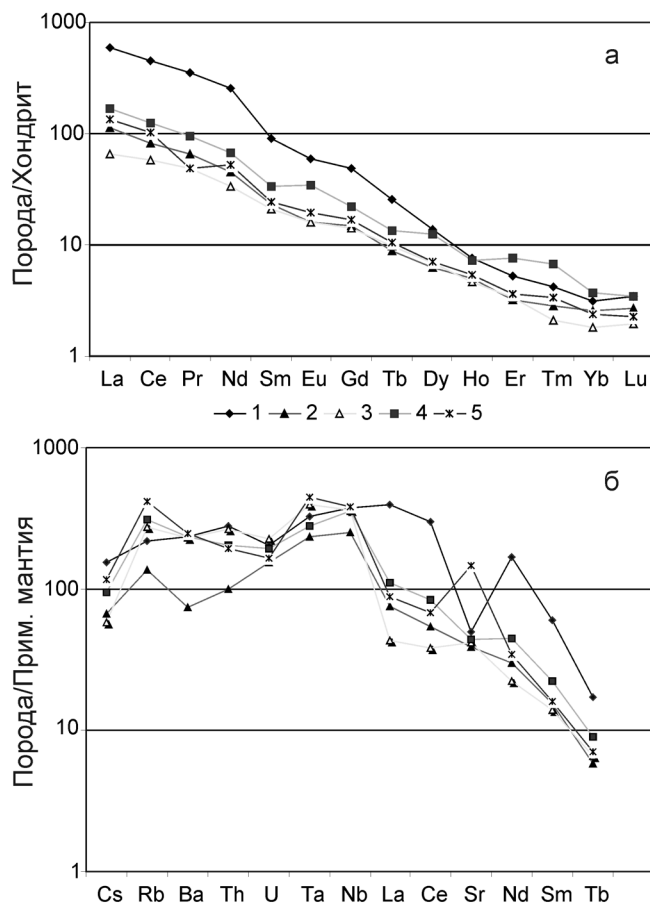
#### РЕЗУЛЬТАТЫ Rb-Sr ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения Rb-Sr изотопных систем пород аномалии 181 была использована их матрица – основная и связующая масса (ОСМ). Подготовка пробы для анализа проводилась по методике рассмотренной в работе Ф.Ф. Брахфогеля и В.В. Ковальского [6]. Rb-Sr изотопные системы ОСМ по-

**Таблица 5.** Содержание редких и рассеянных элементов в кимберлитовых породах аномалии 181, г/т

| Элементы | 181-1 | 181-3 | 181-7 | 181-15 | 181-16 |
|----------|-------|-------|-------|--------|--------|
| Li       | 73    | 45    | 71    | 60     | 45     |
| Be       | 3.4   | 3     | 3.6   | 3.1    | 3.1    |
| B        | 66    | 140   | 47    | 55     | 54     |
| Sc       | 30    | 24    | 27    | 30     | 39     |
| V        | 250   | 160   | 190   | 200    | 380    |
| Cr       | 1060  | 480   | 1160  | 650    | 1000   |
| Co       | 98    | 111   | 88    | 0      | 94     |
| Ni       | 620   | 750   | 450   | 610    | 530    |
| Cu       | 120   | 65    | 220   | 135    | 240    |
| Zn       | 81    | 140   | 140   | 90     | 102    |
| Ga       | 14    | 8.6   | 16    | 13.5   | 14     |
| Ge       | 1.5   | 1.3   | 1.5   | 1.3    | 1.2    |
| As       | 5     | 8     | 5     | 7      | 5      |
| Se       | 1.7   | 1.3   | 1.3   | 1.2    | 4.2    |
| Rb       | 120   | 75    | 150   | 170    | 230    |
| Sr       | 880   | 690   | 750   | 780    | 2600   |
| Y        | 15    | 6.1   | 7.7   | 120    | 9.2    |
| Nb       | 210   | 140   | 204   | 200    | 214    |
| Mo       | 0.78  | 1.3   | 0.61  | 2      | 0.82   |
| Ag       | 0.42  | 0.4   | 0.53  | 0.81   | 0.69   |
| Cd       | 0.29  | 0.74  | 0.06  | 0.26   | 0.33   |
| In       | 0.06  | 0.05  | 0.06  | 0.05   | 0.06   |
| Sn       | 2.5   | 1.9   | 2.6   | 2.4    | 3      |
| Sb       | 0.17  | 0.23  | 0.26  | 0.29   | 1.4    |
| Te       | 0.1   | 0.06  | 0.11  | 0.21   | 0.17   |
| Cs       | 2.8   | 1.2   | 1.05  | 1.7    | 2.1    |
| Ba       | 1200  | 380   | 1180  | 1200   | 1270   |
| La       | 220   | 42    | 24    | 61     | 49     |
| Ce       | 430   | 78    | 55    | 120    | 97     |
| Pr       | 48    | 8.9   | 6.6   | 13     | 6.67   |
| Nd       | 180   | 32    | 24    | 48     | 37     |
| Sm       | 21    | 5.4   | 4.8   | 7.8    | 5.6    |
| Eu       | 5.2   | 1.4   | 1.4   | 3      | 1.7    |
| Gd       | 15    | 4.5   | 4.3   | 6.8    | 5.2    |
| Tb       | 1.5   | 0.51  | 0.57  | 0.79   | 0.61   |
| Dy       | 5.3   | 2.4   | 2.6   | 4.8    | 2.7    |
| Ho       | 0.65  | 0.43  | 0.39  | 0.62   | 0.46   |
| Er       | 1.3   | 0.8   | 0.84  | 1.9    | 0.91   |
| Tm       | 0.15  | 0.1   | 0.07  | 0.24   | 0.12   |
| Yb       | 0.78  | 0.63  | 0.45  | 0.93   | 0.59   |
| Lu       | 0.13  | 0.10  | 0.07  | 0.13   | 0.08   |
| Ta       | 13    | 9.4   | 16    | 11.2   | 18     |
| W        | 0.8   | 1.8   | 0.78  | 1.1    | 1.02   |
| Re       | 0.001 | 0.003 | 0.001 | 0.001  | 0.001  |
| Hg       | 0.1   | 0.09  | 0.08  | 0.17   | 0.06   |
| Tl       | 0.16  | 0.25  | 0.09  | 0.14   | 0.088  |
| Pb       | 7.6   | 6.3   | 7.1   | 4.5    | 4.5    |
| Bi       | 0.026 | 0.041 | 0.049 | 0.038  | 0      |
| Th       | 18    | 6.4   | 17    | 13     | 12.4   |
| U        | 3.7   | 2.8   | 4.1   | 3.5    | 3      |

Примечание. 181-1 – кимберлит дайки, 181-2 – автолитовая кимберлитовая брекчия, слагающая трубку, 181-7 – включение слюдистого кимберлита 1 типа, 181-16 – включение слюдистого кимберлита 2 го-типа, 181-5 – включение кимберлита.

**Рис. 7.** Распределение РЗЭ (а) и элементов примесей (б) в кимберлитовых породах аномалии 181.

1 – кимберлит дайки; 2 – автолитовая кимберлитовая брекчия трубки; 3–5 – включения в автолитовой кимберлитовой брекчии: кимберлит (3), слюдистые кимберлиты – 1 тип (4), 2 тип (5). Содержание элементов-примесей нормированы к примитивной мантии по [24].

род изучались дифференцированно: по валовому составу ОСМ, по силикатной (СФ) и карбонатной (КФ) фракциям матрикса. Для выделения силикатной и карбонатной фракции применялась методика кислотного выщелачивания [10]. Изотопный состав стронция образцов анализировался на масс-спектрометре МИ-1201-Т без добавления индикатора, а измерение содержаний Rb и Sr проводилось методом двойного изотопного разбавления [10]; Rb-Sr возраст образцов оценивался по внутренней трехточечной изохроне (валовый состав ОСМ, СФ и КФ) с использованием  $\lambda_{Rb} = 1.42 \cdot 10^{-11}$  лет<sup>-1</sup>; оценка доверительного интервала возраста и первичного отношения  $I_0$  равна  $1\sigma$ . Полученные результаты (табл. 6) показывают значительную неоднородность всех изученных пород по содержанию рубидия и стронция в связи с их петрографическим составом. Содержание рубидия в породах в основном определяется количеством в них флю-

Таблица 6. Rb-Sr данные для кимберлитов аномалии 181/89

| № обр.                                        | Порода                                   | <sup>87</sup> Rb | <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | T, млн. лет | Io                |
|-----------------------------------------------|------------------------------------------|------------------|------------------|------------------------------------|------------------------------------|-------------|-------------------|
| Дайка                                         |                                          |                  |                  |                                    |                                    |             |                   |
| 181/1                                         | м/порфировый кимберлит(ОСМ)              | 28.7856          | 83.2219          | 0.3419                             | 0.7092                             | 374         | 0.70738           |
|                                               | СФ                                       | 33.0024          | 38.4041          | 0.8495                             | 0.7119                             |             |                   |
|                                               | КФ(14.05%)                               | 2.9896           | 357.411          | 0.0083                             | 0.70742                            |             |                   |
| 181-1/1                                       | м/порфировый кимберлит(ОСМ)              | 22.6237          | 1417.71          | 0.0158                             | 0.7088                             | 394         | 0.70872           |
|                                               | СФ                                       | 22.5452          | 67.8916          | 0.2285                             | 0.71                               |             |                   |
|                                               | КФ (50.52%)                              | 22.7006          | 2739.75          | 0.0082                             | 0.70877                            |             |                   |
| 181-1/2                                       | м/порфировый кимберлит(ОСМ)              | 23.9896          | 559.604          | 0.0424                             | 0.7089                             | 361         | 0.70872           |
|                                               | СФ                                       | 24.5593          | 17.27            | 1.4057                             | 0.7159                             |             |                   |
|                                               | КФ (49.27%)                              | 23.403           | 1118.009         | 0.0207                             | 0.70879                            |             |                   |
| Трубка                                        |                                          |                  |                  |                                    |                                    |             |                   |
| 181-2                                         | КБА (ОСМ)                                | 42.1375          | 85.7952          | 0.4855                             | 0.7104                             | 492         | 0.707             |
|                                               | СФ                                       | 42.5022          | 4.4995           | 9.3374                             | 0.7723                             |             |                   |
|                                               | КФ (26.92%)                              | 41.1474          | 306.49           | 0.1327                             | 0.70793                            |             |                   |
| 181-2/1                                       | КБА (ОСМ)                                | 9.1419           | 70.7363          | 0.1278                             | 0.7051                             | 1330        | 0.70266           |
|                                               | СФ                                       | 11.702           | 12.0799          | 0.9304                             | 0.7204                             |             |                   |
|                                               | КФ (43.28%)                              | 6.2216           | 147.608          | 0.0417                             | 0.70346                            |             |                   |
| 181-3                                         | КБА (ОСМ)                                | 19.948           | 68.6656          | 0.2872                             | 0.709                              | 486         | 0.70701           |
|                                               | СФ                                       | 18.5847          | 2.9073           | 6.3189                             | 0.7508                             |             |                   |
|                                               | КФ (28.61%)                              | 23.3498          | 232.751          | 0.0992                             | 0.7077                             |             |                   |
| 185-5/1                                       | флогопит*                                |                  |                  | 66.1                               | 1.08385                            | 409 ± 6     | 0.6967 ± 0.0113   |
|                                               | флогопит*                                |                  |                  | 66.2                               | 1.07952                            |             |                   |
|                                               | флогопит*                                |                  |                  | 72                                 | 1.11584                            |             |                   |
|                                               | флогопит*                                |                  |                  | 158.9                              | 1.6215                             |             |                   |
| 181-5                                         | КБА (ОСМ)                                | 20.2929          | 104.183          | 0.1925                             | 0.7083                             | 460         | 0.70704           |
|                                               | СФ                                       | 20.032           | 3.9639           | 4.9955                             | 0.7398                             |             |                   |
|                                               | КФ (29.54%)                              | 20.9152          | 343.23           | 0.0602                             | 0.70743                            |             |                   |
| 181-6/1                                       | КБА*                                     |                  |                  | 0.2622                             | 0.70928                            | 410 ± 4     | 0.70779 ± 0.01078 |
|                                               | флогопит*                                |                  |                  | 51.3566                            | 1.00972                            |             |                   |
|                                               | флогопит*                                |                  |                  | 59.9066                            | 1.0545                             |             |                   |
|                                               | флогопит*                                |                  |                  | 101.1092                           | 1.29656                            |             |                   |
|                                               | флогопит*                                |                  |                  | 110.7567                           | 1.35486                            |             |                   |
| 181-6                                         | КБА (ОСМ)                                | 17.9456          | 71.7945          | 0.2471                             | 0.7105                             | 471         | 0.70884           |
|                                               | СФ                                       | 16.8752          | 3.0147           | 5.5333                             | 0.746                              |             |                   |
|                                               | КФ (27.33%)                              | 20.8062          | 255.603          | 0.0805                             | 0.70938                            |             |                   |
| Включения в кимберлитовой автолитовой брекчии |                                          |                  |                  |                                    |                                    |             |                   |
| 181-13                                        | слюдистый кимберлит, карбонатизированный | 54.6605          | 376.011          | 0.1437                             | 0.7105                             |             |                   |
|                                               | СФ                                       | 70.6086          | 320.776          | 0.2176                             | 0.7114                             |             |                   |
|                                               | КФ (30.16%)                              | 17.7303          | 503.916          | 0.0348                             | 0.70917                            |             |                   |
| 181-19                                        | слюдистый кимберлит 2-го типа            | 38.3737          | 695.579          | 0.0545                             | 0.7119                             |             |                   |
|                                               | СФ                                       | 51.897           | 645.215          | 0.0795                             | 0.7124                             |             |                   |
|                                               | КФ (44.93%)                              | 21.7984          | 757.308          | 0.0284                             | 0.71138                            |             |                   |
| 181-9                                         | мелкопорфировый кимберлит,               | 20.8777          | 2323.31          | 0.0089                             | 0.7141                             |             |                   |
|                                               | СФ                                       | 25.4009          | 975.784          | 0.0257                             | 0.7145                             |             |                   |
|                                               | КФ (33.84%)                              | 12.0345          | 4957.83          | 0.0024                             | 0.71395                            |             |                   |
| 181-11                                        | мелкопорфировый кимберлит,               | 42.047           | 1646.25          | 0.0252                             | 0.7102                             |             |                   |
|                                               | СФ                                       | 52.9202          | 1882.14          | 0.0278                             | 0.7104                             |             |                   |
|                                               | КФ (28.16%)                              | 14.308           | 1044.47          | 0.0135                             | 0.70928                            |             |                   |
| 181-18                                        | порфировый кимберлит                     | 41.8154          | 283.127          | 0.146                              | 0.7101                             |             |                   |
|                                               | СФ                                       | 50.5647          | 247.661          | 0.2018                             | 0.7108                             |             |                   |
|                                               | КФ (20.88%)                              | 8.6619           | 417.722          | 0.0205                             | 0.70853                            |             |                   |
| 181-21                                        | КБА, в КБА                               | 24.8758          | 691.816          | 0.0355                             | 0.7103                             |             |                   |
|                                               | СФ                                       | 29.4651          | 654.869          | 0.0421                             | 0.7104                             |             |                   |
|                                               | КФ (24.92%)                              | 11.049           | 803.131          | 0.0136                             | 0.71005                            |             |                   |
| 181-16                                        | слюдистый кимберлит 2-го типа            | 55.9843          | 308.133          | 0.1796                             | 0.7123                             |             |                   |
|                                               | СФ                                       | 63.927           | 230.61           | 0.274                              | 0.7145                             |             |                   |
|                                               | КФ (19.21%)                              | 22.5803          | 634.162          | 0.0352                             | 0.70894                            |             |                   |
| 181-14                                        | автолит ядерный                          | 35.8546          | 237.34           | 0.1493                             | 0.7101                             |             |                   |
|                                               | СФ                                       | 45.7917          | 173.299          | 0.2612                             | 0.7125                             |             |                   |
|                                               | КФ (24.82%)                              | 5.755            | 431.322          | 0.0132                             | 0.70827                            |             |                   |
| 181-7                                         | слюдистый кимберлит 1-го типа            | 39.0596          | 103.29           | 0.3738                             | 0.7081                             | 1084        | 0.7023            |
|                                               | СФ                                       | 44.3693          | 60.2173          | 0.7283                             | 0.7136                             |             |                   |
|                                               | КФ (17.81%)                              | 14.5563          | 302.061          | 0.0476                             | 0.70304                            |             |                   |
| 181-15                                        | кимберлит                                | 42.2755          | 91.1213          | 0.4586                             | 0.71045                            | 467         | 0.7074            |
|                                               | СФ                                       | 48.2924          | 36.9204          | 1.293                              | 0.716                              |             |                   |
|                                               | КФ (17.33%)                              | 13.5728          | 349.678          | 0.0384                             | 0.70765                            |             |                   |
| 181-4                                         | слюдит                                   | 102.3724         | 23.3969          | 4.3252                             | 0.7341                             | 481         | 0.70401           |
|                                               | СФ                                       | 114.6712         | 10.6289          | 10.6646                            | 0.7782                             |             |                   |
|                                               | КФ (14.70%)                              | 31.0059          | 97.4861          | 0.3144                             | 0.7062                             |             |                   |

Примечание: \* – анализы выполнены А. Кумар (National Geophysical Research Institute, Hyderabad, India).

Таблица 7. Rb-Sr модельные параметры кимберлитов аномалии 181

| № обр.  | Возраст, млн. лет | $I_0$   | $\varepsilon_{Sr}(T)$ | $f_{(Rb/Sr)}$ | $T_{DM}$ , млн. лет | $T(DM)-2st$ , млн. лет | $I_{370}$ |
|---------|-------------------|---------|-----------------------|---------------|---------------------|------------------------|-----------|
| 181-1   | 374               | 0.70738 | 47.13                 | 3.13          | 1692                | 1447                   | 0.7074    |
| 181-1/1 | 394               | 0.70872 | 65.64                 | -0.81         | -18033              | 1695                   | 0.7087    |
| 181-1/2 | 361               | 0.70872 | 65.68                 | -0.49         | -                   | 1687                   | 0.7087    |
| 181-2   | 492               | 0.7070  | 43.69                 | 4.87          | 1333                | 1532                   | 0.7078    |
| 181-2/1 | 1330              | 0.70266 | -4.16                 | 0.54          | 2616                | 880                    | 0.7044    |
| 181-3   | 486               | 0.70701 | 43.74                 | 2.47          | 2014                | 1464                   | 0.7075    |
| 181-5   | 460               | 0.70704 | 43.73                 | 1.33          | 2963                | 1425                   | 0.7073    |
| 181-6/1 | 410               | 0.70779 | 53.55                 | 2.17          | 2331                | 1542                   | 0.7079    |
| 181-6   | 471               | 0.70884 | 69.48                 | 1.99          | 2914                | 1787                   | 0.7079    |
| 181-13  |                   |         |                       | 0.74          | 5869                | 1889                   | 0.7097    |
| 181-19  |                   |         |                       | -0.34         | 53944               | 2240                   | 0.7116    |
| 181-9   |                   |         |                       | -0.69         | -27891              | 2696                   | 0.7144    |
| 181-11  |                   |         |                       | -0.70         | -36521              | 1950                   | 0.7101    |
| 181-18  |                   |         |                       | 0.76          | 5480                | 1812                   | 0.7093    |
| 181-21  |                   |         |                       | -0.57         | -112667             | 1958                   | 0.7101    |
| 181-16  |                   |         |                       | 1.17          | 5226                | 2192                   | 0.7114    |
| 181-14  |                   |         |                       | 0.80          | 5311                | 1808                   | 0.7093    |
| 181-7   | 1084              | 0.7023  | -13.32                | 3.52          | 1298                | 1207                   | 0.7061    |
| 181-15  | 467               | 0.7074  | 48.96                 | 4.54          | 427                 | 1568                   | 0.708     |
| 181-4   | 481               | 0.70401 | 1.04                  | 51.30         | 526                 | 2206                   | 0.711     |

Примечание:  $I_0$  и  $I_{370}$  – первичный изотопный состав Sr полученный по изохроне и пересчитанный на время формирования кимберлитов (370 млн. лет), соответственно;  $\varepsilon_{Sr}(T)$  и  $f_{(Rb/Sr)}$  – модельные параметры Rb-Sr системы пород, характеризующие отклонения изотопного состава Sr и Rb/Sr отношений в породах относительно таковых в примитивной мантии на период их формирования;  $T_{DM}$  и  $T(DM)-2st$ , – модельный возраст (млн. лет) протолитов пород по одностадийной и двустадийной модели по [21].

гопита и высокое содержание элемента характерно для слюдистых разностей пород, достигая максимума в слюдитах. Распределение стронция в породе определяется количеством карбонатов, апатита, стронцианита, целестина. Часть этих минералов при обработке образцов кислотой уходит в выщелат, условно названный карбонатной фракцией. Содержание стронция в нем очень высокое и достигает 4958 мкг/г. Количество КФ, и вероятно соотношение в ней минералов, содержащих стронций, в образцах варьирует в широких пределах и определяет положительную тенденцию повышения содержания стронция в валовом составе ОСМ. По минимальному содержанию стронция кимберлитовые брекчий трубчатого тела как в валовом составе ОСМ, так и в СФ и КФ, четко отличаются от кимберлитов дайки и пород включений, исключая слюдиты в кимберлитовой брекчий (табл. 6).

Возраст формирования пород каждого образца оценивался по Rb-Sr трехточечной изохроне. Кимберлиты дайки по трем образцам имеют близкие Rb-Sr датировки 361–394 млн. лет ( $I_0$  от 0.70738 до 0.70872), что близко соответствует их принятому геологическому возрасту. Неожиданно высокие и дискордантные значения Rb-Sr возраста были получены для кимберлитовых автолитовых брекчий трубчатого тела. Для двух образцов по флогопитам были определены Rb-Sr изохронные даты  $409 \pm 6$  ( $I_0 = 0.6967$ ) и  $410 \pm 4$  ( $I_0 = 0.70779$ ), а для четырех образцов по внутренней изохроне для фракций основной связующей массы – 460–492 млн.

лет ( $I_0$  от 0.7070 до 0.7088). Один образец по внутренней изохроне ОСМ имеет Rb-Sr возраст 1330 млн. лет ( $I_0 = 0.70226$ ). Характерно, что и для образцов включений слюдитов и кимберлитов в автолитовой брекчий также получены датировки 467–481 млн. лет ( $I_0 = 0.7074$ –0.7040) и одна проба датируется возрастом 1084 млн. лет ( $I_0 = 0.7023$ ). Таким образом, для пород сопряженного тела получены три группы значений возраста: 361–410, 460–492 и 1084–1330 млн. лет. Наличие в кимберлитовой автолитовой брекчий трубчатого тела ксенолитов мелкозернистых порфировых кимберлитов, идентичных таковым дайки предполагает, что трубка была сформирована после внедрения кимберлитовой дайки, и время ее формирования должно быть не древнее 360–370 млн. лет. Таким образом, полученные датировки по породам трубки и содержащихся в них включений не отвечают времени формирования трубчатого тела. Петрографические исследования показывают, что породам с высоким содержанием макрокристов мантийного флогопита присущи более древние датировки и вероятно они имеют унаследованные изотопные характеристики протолитов для этих пород. Величины изотопных отношений стронция пород ( $I_{370}$ ), рассчитанные на предполагаемое время формирования кимберлитов (370 млн. лет) имеют вариацию от 0.7044 до 0.7144 (табл. 7). Такая значительная Sr-изотопная гетерогенность пород, вероятно, связана с различными источниками стронция в их составе, что подтверждается положительной корреляцией между  $I_{370}$  и со-

держанием стронция в валовых образцах ОСМ ( $r = 0.704$ ). Это предполагает, что стронций исследуемых пород представляет как минимум смесь стронция из двух источников. Один из них имел относительно низкое его содержание с пониженной величиной изотопного отношения, а другой – высокое содержание элемента с повышенным в нем изотопным отношением. Высокая радиогенная составляющая ( $^{87}\text{Sr}$ ) в изотопном составе стронция подразумевает длительно существующий источник, обогащенный литофильными элементами. Образцы с повышенным изотопным отношением стронция характеризуются датировками 460–492 млн. лет, которые возможно фиксируют вероятное время поздней модификации мантийного протолита для кимберлитовых пород. Ранее для ксенолитов метаморфизованных ультраосновных пород из трубки Ленинград были получены **Sm-Nd и Rb-Sr данные**, которые позволили оценить их возрастные параметры [23]. Отделение протолита этих пород от мантийного источника по Sm-Nd модельному возрасту ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ ) имело место в интервале времени 700–960 млн. лет, а время их метаморфизма определяется Rb-Sr изохронным возрастом как  $503 \pm 31$  млн. лет ( $I_0 = 0.70615 \pm 0.00178$ ), что в пределах ошибки соответствует датировкам, полученным здесь по кимберлитовым автолитовым брекчиям трубки и некоторым образцам включенных в них пород.

Расчеты модельных параметров Rb-Sr систем кимберлитовых пород сопряженного тела Ан-181 (табл. 5) показывает, что величины модельного возраста ( $T_{\text{Sr}}(\text{DM})$ ) варьируют в широких пределах от отрицательных значений до превышающих возраст Земли. Это указывает, что протолиты пород имели комплексную модификацию их Rb-Sr систем. По двустадийной модели [21] модельные датировки ( $T_{\text{Sr}}(\text{DM})$ -2st, возраст второй стадии принят как 370 млн. лет) лежат в более узком интервале их значений, определяя некоторые возрастные группы: 880–1200, 1400–1600, 1800–2000, 2200. Интерпретация этих этапов формирования протолитов в связи с сильной модификацией их изотопных систем затруднена. Следует отметить лишь, что образцы с древними модельными двустадийными датировками (более 1900 млн. лет) протолитов имеют отрицательные значения  $f_{\text{Rb/Sr}}$ , указывая на значительные приобретения стронция породами в процессе их существования. В то же время породы с молодыми модельными возрастами протолитов (880–1200 млн. лет) формировались из деплетированного резервуара ( $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$  от  $-4.16$  до  $-13.32$ ), что согласуется с Sm-Nd модельными параметрами, полученными для ксенолитов метаморфизованных ультраосновных пород из трубки Ленинград в этом кимберлитовом поле [23]. Таким образом, можно предполагать, что кимберлитовые породы сопряженного тела Ан-181 формировались либо из разновозрастных разноуровневых мантийных субстратов или из

смешанного мантийного субстрата с различной степенью его модификации мантийными процессами. Для корректного решения этого вопроса необходимы дальнейшие изотопно-геохимические исследования, с привлечением, в частности, данных по редкоземельным элементам и самарий-неодимовой систематике пород.

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Включения кимберлитовых пород в автолитовой кимберлитовой брекчии по определению Голланда (Геологический словарь) являются автолитами. Среди них выделяются определенные генетические типы с присущими им особенностями. В процессе изучения вещественного состава и алмазности автолитов в кимберлитовых брекчиях алмазных месторождений Якутии выделены три генетических типа: автолиты-реститы, имеющие сходство с исходными породами, подверженными плавлению; автолиты-ликваты, образование которых связано с взрывным этапом формирования кимберлитовых тел, и автолиты-реликты – участки менее измененного кимберлита овальной, либо округлой формы, возникшие среди карбонатизированной связующей массы в процессе неравномерного воздействия постмагматического флюида [1]. Кроме того, среди автолитов отмечаются включения кимберлитовых пород более ранних фаз внедрения и связанные с ними образования “автолит в автолите” (трубка Зарница), либо “автолитовая кимберлитовая брекчия в автолитовой кимберлитовой брекчии” (аномалия 181).

Автолиты-реститы в кимберлитовой брекчии аномалии 181 представлены включениями слюдистого кимберлита 1-го типа. Их генетические связи с включениями слюдитов определяются химическим составом флогопита и преобладанием в основной массе титаномagnetита, миналы которого представлены magnetитом (10–70%) и ульвошпинелью (60–80%). Согласно литературным данным ульвошпинель содержит многие magnetиты и титаномagnetиты, кристаллизовавшиеся при высоких температурах и содержащие 50% ильменита. С понижением температуры и давления Ti выделяется как продукт распада твердого раствора в виде ульвошпинели или ильменита. Кристаллизация флогопита слюдита и слюдистого кимберлита 1-го типа происходила в интервале  $1140\text{--}1225^\circ$  при  $\log f_{\text{O}_2} = -11\text{--}-13$ . Особенности их состава близки слюдам минетты и альнеитов. Низкие содержания РЗЭ обусловлены относительно однородным минеральным составом, а высокая степень сходства их микроэлементного состава с вмещающими автолитовыми кимберлитовыми брекчиями свидетельствует о том, что формирование петрографических разностей трубочной системы происходило в результате частичного плавления ильменит-содержащих слю-

дистых серпентинитов, метасоматизированных пород верхней мантии [14].

Включения кимберлитов и слюдистых кимберлитов 2-го типа, содержащих слюду более древнего возраста, представляют собой обломки кимберлита дайки на основании ассоциации серпенти-апатит-флогопитового состава, относительно широкого распространения титанистых разностей хромитов и хромистой шпинели, примерно одинакового химического состава флогопита и распределения редкоземельных элементов.

Мгновенное отделение летучих компонентов кимберлитовой магмы при формировании субэксплозивной фации трубки обусловило быстрое застывание жидкой фазы (афировых оболочек) на контакте с ксенолитами и макрокристами – образование ядерных автолитов. Типоморфными признаками гипидиоморфных выделений серпентинизированного оливина, слюды поздней генерации и высокое содержание магнетита, образование которых связано с кристаллизацией остаточного кимберлитового расплава.

В условиях формирования субэксплозивной фации трубки и последующего воздействия флюида на кимберлитовую брекцию более интенсивно протекали процессы изменения составов шпинелей по направлению к титаномагнетиту, обусловленные уменьшением содержаний Al, Mg и повышением содержания  $Fe^{2+}$ , Ti,  $Fe^{3+}$ . Распространение ильменита, рутила, титаномагнетита, перовскита, магнетита указывает на высокую концентрацию титана и высокую активность окисной формы железа в процессе образования кимберлитовых брекций аномалии 181. По экспериментальным данным [7] увеличение  $pO_2$ , возможно в результате взаимодействия карбонатного флюида и силикатного расплава при высоких давлениях, что приводит к расширению поля кристаллизации ферришпинели, рутила, перовскита и к снижению содержаний  $MgO$  в ильмените [7, 8].

Таким образом, в первый этап внедрения кимберлитовой магмы была сформирована дайка, трубка образовалась позднее. Высокое содержание макрокристов серпентинизированного оливина, флогопита, ильменита в кимберлитовых породах аномалии 181 позволяет заключить, что их образование связано с плавлением глубинных пород метасоматизированной мантии, выполненных преимущественно рудными и слюдистыми минералами – IRPS (ilmenite-rytite-phlogopite-sulphide), залегающими в верхней части протолита [13, 14, 16].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтухова З.А. Автолитовые кимберлитовые брекции Якутии. Якутск: Якутский НЦ СО АН СССР, 1990. 218 с.
2. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) М.: МГУ, 2000. 524 с.
3. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород / В.П. Корнилова, К.Н. Никишов, В.В. Ковальский, Г.В. Зольников. М.: Наука, 1983. 183 с.
4. Бабушкина С.А. Особенности состава макрокристов флогопита из алмазоносных кимберлитовых трубок Якутии // Записки ВМО. 2002. № 6. С. 75–79
5. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. 125 с.
6. Брахфогель Ф.Ф., Ковальский В.В. Возраст кимберлитовых тел Сибирской платформы // Советская геология. 1978. № 4. С. 133–139.
7. Геншафт Ю.С., Цельмович В.А. Кристаллизация высокотитанистой ферришпинели в РТ-условиях верхней мантии // Физика Земли. 2003. № 3. С. 71–75.
8. Геншафт Ю.С., Цельмович В.А., Ганеев А.К. Пикроильменит: факторы, определяющие его состав // Докл. АН. 2000. Т. 373, № 3. С. 370–381.
9. Зайцев А.И. О возрасте протолитов кимберлитовых магм Якутии // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 6–9.
10. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. 246 с.
11. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты. М.: Недра, 1990. 248 с.
12. Лампроиты и кимберлиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 426 с.
13. Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Особенности распределения ксеногенного мантийного материала в разновозрастных кимберлитах северо-востока Сибирской платформы и проблема эволюции корневых частей литосферы // Петрография на рубеже XXI века (итоги и перспективы): докл. ко второму Междунар. совещ. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2000. С. 10–16.
14. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Наука, 1994. 256 с.
15. Andersen D.I., Lindsley D.H. New (and final) models for Ti-magnetite (ilmenite geothermometer and oxygen barometer) // Abstracts AGU 1985 Spring Meeting Eos Transact. Amer. Geophys. Union 66 (18). 1985. P. 416.
16. Dawson J.B. The MARID (mica-amphibole-rytite-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 309–323.
17. Lepage Luc D. ILMAT: an excell worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry // Computers and geosciences. 2003. V. 29. P. 673–678.
18. Lindsley D.H., Spencer K.I. Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexistent Ti-Magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm). Abstracts AGU. 1982 Spring Meeting Eos Transact. Amer. Geophys. Union 63 (18). 1982. P. 47.
19. Masun K.M., Doyle B.J., Ball S., Walker S. The geology and mineralogy of the Anuri kimberlite, Nunavut, Canada // 8<sup>th</sup> International kimberlite conference selected papers. 2004. V. 1 P. 75–97.
20. Mitchell R.H. Compositional variation of micas in

- kimberlites, orangeites, lamproites and lamprophires // 8th International kimberlite Conference: Extended abstracts. Novosibirsk, 1995. P. 390–392.
21. Möller A., Mezger K., Schenk M. Crustal age domains and the Continental Crust in the Mozambique Belt of Tanzania: Combined Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb Isotopic Evidence // J. Petrol. 1998. V. 39, № 4. P. 749–783.
  22. Shoji Arai Pressure-temperature dependent compositional variation of phlogopitic micas in mantle peridotites // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 87. P. 260–264.
  23. Smelov A. P., Zaitzev A.I. New data on the relations of kimberlite magmatism and diamond placers to the basement structure in the northern Yakutian kimberlite province // 9th International Kimberlite Conference: Extended abstracts, № 9 IKC –A-00219, 2008.
  24. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 1985. 379 p.

Рецензент И.И. Чайковский

## Facial peculiarities of kimberlitic rocks of complex bodies after the example of Anomaly 181 in eastern part of Ukukite field (Yakutia)

Z. A. Altukhova, A. I. Zaitscev, O. B. Oleinikov

*Institute of Geology of Diamond and Noble Metals, Siberian Branch of RAS*

The result of study of petrography, mineralogy and chemistry features of facial varied rocks from complex kimberlite body consisted of dyke and pipe (Anomaly 181), located in the eastern part of Ukukite field (north of Yakutian kimberlite province) is presented in the paper. Based on detail study of kimberlite inclusions in kimberlitic breccias a conclusion that dyke was formed before the pipe is drawn. The phlogopite and ore minerals composition, their crystallization temperature and rare earth elements distribution show the difference of mantle sources, which formed dyke and pipe. The date Rb-Sr isotopic system show, that kimberlite rocks of Anomalies 181 were formed from mantle substrate with different degree of its modification and different diamondiferous. The groups of micas from Anomaly 181 kimberlite rocks possibly represent different metasomatic zones of the mantle.

Key words: *kimberlite, kimberlitic breccias, dyke, age, pipes, phlogopite.*