

«Санкт-Петербургский Государственный Университет СПбГУ»

На правах рукописи

Гхонеим Мохамед Махмуд Фатхи

**Геохимические и минералогические особенности
интрузивных пород области Эль Села
(Восточная Пустыня Египта)**

25.00.09 Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук,
профессор,
г. Санкт-Петербург
Панова Елена Геннадьевна

Санкт-Петербург – 2019

СОДЕРЖАНИЕ

	С.
Введение	3
Глава 1. Геологическая характеристика Восточной пустыни Египта	8
1.1. Региональная геология района Восточной пустыни Египта	8
1.2. Геологические особенности Эль Села области	11
1.3. Месторождения урана Египта	21
Глава 2. Геохимические особенности интрузивных пород области Эль Села	27
2.1. Классификация и диагностика интрузивных пород.....	27
2.2. Элементы-примеси	30
2.3. Генетические особенности пород	43
Глава 3. Геохимические особенности минералов	51
3.1. Химизм минералов урана и тория.....	52
3.1.1. Первичные минералы урана и тория.....	52
3.1.2. Вторичные минералы урана.....	63
3.2. Акцессорные минералы интрузивных пород.....	68
3.2.1. Циркон	68
3.2.2. Другие ацессорные минералы интрузивных пород.....	75
Глава 4. Прикладные аспекты геохимии интрузивных пород области Эль Села	83
4.1. Подвижные формы химических элементов в интрузивных породах	83
4.2. Геохимический потенциал интрузивных пород	92
Заключение	96
Список литературы	100

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований

Территория Египта относится к урановой геохимической провинции, в пределах которой известны месторождения и рудопроявления урана различных генетических типов. Наиболее перспективные объекты Египта относятся к жильному типу и связаны с интрузивными породами (Ibrahim et al., 2005; Gaafar et al., 2014; Abdel Gawad et al., 2015; Shahin, 2014; Ghoneim, Abdel Gawad, 2018).

По данным Международное агентство по атомной энергии (МАГАТЕ) и Организация Объединенных Наций (ООН) уран по-прежнему остро востребован ввиду его широкого использования в энергетике всех стран. Согласно данным этих организаций сырьевой потенциал урана Египта до сих пор не оценен в достаточной степени.

В южной части Восточной пустыни Египта на поверхность выходит тело двуслюдяных гранитов, имеющее площадь более 100 км². Эта область характеризуется повышенной радиоактивностью. В ее юго-западной части известны урановые проявления (область Каш Амер), а северо-восточная часть батолита – область Эль Села, изучена недостаточно.

Цель работы состоит в выявлении геохимических и минералогических особенностей интрузивных образований района Эль Села для определения перспектив их ураноносности.

В задачи исследования входит:

- 1) определение содержаний радиоактивных элементов и их спутников в породах интрузивного комплекса;
- 2) выявление форм нахождения урана и элементов-спутников;
- 3) оценка перспектив интрузивного комплекса пород в качестве комплексного источника сырья.

Объект исследований – двуслюдяные граниты, микрограниты, долериты и бостониты.

Фактический материал и методы исследования. В основу диссертационной работы положен материал, собранный автором во время полевых работ в Восточной пустыне Египта в период полевых сезонов 2016–2018 г (более 100 проб).

Картографический материал изучался в фондах геологической службы Египта и в Управлении ядерных материалов.

Макроскопические и петрографические исследования производились под бинокляром и в шлифах на оптическом микроскопе Leica microsystems DL MP для эталонной выборки (55 проб). Электронная микроскопия и микрорентгеноспектральный анализ выполнен в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель» с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оборудованного энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max 20. Анализы основных оксидов проводились с помощью рентгенофлуоресцентного силикатного анализа в ресурсном центре «Методы химического анализа состава вещества» Санкт-Петербургского университета, Россия. Химический анализ микроэлементов определяли в Центральной лаборатории Всероссийского федерального государственного бюджетного учреждения «ВСЕГЕИ» методом ICP-MS на приборах Agilent-7700. Субмикронная фракция (СМФ) выделялась методом водной экстракции с использованием фильтров Sartoris с размерами пор 1 мкм, а ее анализ выполнен методом ИСП МС на приборе Agilent-7700 (86 проб). Определение размерности наночастиц выполнено на наносайзере «Nanosight». Статистическая обработка аналитических данных осуществлялась при помощи программ Excel (Microsoft), Statistica (Statsoft).

Структура и объем работы. Работа состоит из введения, 4 глав и заключения. Содержит 113 страниц, включая 46 рисунков, 38 таблиц и список литературы из 172 наименований.

Во введении обозначена актуальность работы, сформулированы цели и задачи исследования. В *первой* главе приведены данные о геологии района и истории урановых месторождений Египта. Во *второй главе* рассмотрены геохимические особенности интрузивных пород области Эль Села, выявлены генетические особенности пород. *Третья глава* посвящена геохимическим особенностям первичных и вторичных минералов урана, а также аксессуарных минералов. В *четвертой* главе рассмотрены подвижные формы химических элементов интрузивных породах области Эль Села и оценен их геохимический потенциал. В заключении приведены основные научные результаты работы и практические рекомендации.

Защищаемые положения

1. На основе кларкового анализа выявлены геохимические ряды химических элементов для интрузивных пород области Эль Села:

Двуслюдяной гранит: Ni₃₉- Mo_{7,8}- U_{2,7};

Микрогранит: U₅₅- Ni₂₀- Co_{7,3}- Mo_{5,4}- Zn_{3,6}- W_{3,1}- Cu_{2,4};

Долерит: U₃₇- Mo₁₈- Cs₁₁- Nb_{9,1}- Sn_{7,3}- W_{4,3}- Th_{3,9}- Y_{3,6}- Zr_{2,9}- Ni_{2,3};

Бостонит: Ni₅₄ - Mo₁₄ - Rb_{9,8} - Ta_{5,3} - Nb_{4,4} - Cu_{3,3} - Y_{2,4} - U_{2,3}.

Наблюдается отчетливое сходство в содержаниях U и Th в двуслюдяных гранитах Эль Села и других районов.

Двуслюдяные граниты микрограниты и бостониты принадлежат известково-щелочной серии, а долериты относятся к толеитовой серии. Изученные пробы двуслюдяных гранитов, микрогранитов и долеритов находятся в поле мета- и/или перглиноземистых пород, а бостониты оказываются в поле перщелочных пород. Изученные двуслюдяные граниты и микрограниты находятся в поле пост-коллизийных гранитов а долериты и бостониты попадают в поле внутриплитного режима.

Температура кристаллизации двуслюдяного гранита достигает 750°C, микрогранита - 800°C, долерита - 900°C, бостонита - 1020°C.

2. Интрузивные породы области Эль Села содержит первичные минералы тория и урана (торит, ураноторит, брокит, аурелит, коффинит, уранинит, настуран) и вторичные минералы урана (аутенит, казолит, уранофан). Выявлена ассоциация сульфидов (пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, молибденит и галенит) и самородных минералов (Au_{сам}, Ag_{сам}, Ni_{сам}, Fe_{сам}, Cu_{сам}, Ni_{сам}).

Впервые диагностировано 18 минерала. Обнаружены следующие минералы: в двуслюдяных гранитах - аурелит, брокит и самородное серебро; в микрогранитах - коффинит, казолит, самородное золото, Niсам самородный никель, самородное железо и самородная медь; в долерите выявлены коффинит и уранинит; в бостоните зафиксированы коффинит, циркон, монацит, бастнезит и рутил; в яшмоидах обнаружены настуран и коффинит.

3. На основе изучения состава субмикронной (коллоидно-солевой) фракции пород выявлены подвижные формы химических элементов. Доля субмикронной фракции (СМФ) интрузивных пород достигает 1,78 вес %, а размер частиц меняется от 566 до 679 нм. Наиболее высокая доля химических элементов в СМФ характерна для Zn, Cu, Ni. Подвижность Rb, Sr и Ba наиболее высока у микрогранита; наименее подвижны - Pb, REE, Y, U и Th.

Достоверность работы определяется представительностью фактического материала, применением широкого спектра современных методов изучения вещества. Это позволило достоверно выявить повышенные содержания радиоактивных элементов и определить формы их нахождения на современном уровне. Метрологические характеристики химико-аналитических определений соответствуют нормативным требованиям.

Апробация работы. Основные материалы, результаты и положения диссертационной работы обсуждались на конференциях и совещаниях:

- Всероссийская конференция с международным участием (Тектонические, магматические, метаморфические факторы формирования и размещения месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых - 4 октября 2017 г., Екатеринбург); (2-4 октября 2017 г., Екатеринбург);

- 200-летие Российского минералогического собрания «Санкт-Петербург, Россия, 10-13 октября 2017 года;

- XIII Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа 2017», Екатеринбург. Уральский государственный горный университет в России, со 2 по 4 ноября 2017 года, Екатеринбург 2017 », Екатеринбург.

-Седьмая российская молодежная научно-практическая школа, Москва, 13-17 ноября 2017 года, «Новые знания в рудообразовании», ИГЕМ РАН, Москва, 2017.

- Международная научно-практическая конференция «Стратегия развития геологической разведки недр: настоящее и будущее» (к 100-летию МГРИ-РГГРУ) 4-6 апреля 2018 г. Москва, МГРИ-РГГРУ.

- XXV Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2018» 9 - 13 апреля 2018 г., МГУ, Москва, Россия

- VI Международный симпозиум «Биогенно-абиогенные взаимодействия в природных и антропогенных системах», посвященный 150-летию Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей, 2018 г.

- VII чтений памяти члена-корреспондента. Российская академия наук С.Н. Иванова, Всероссийская научная конференция, посвященная 70-летию со дня основания Уральского отделения Российского минералогического общества.

По теме диссертации опубликовано 13 работ, из них 4 статья в журнале из перечня ВАК РФ и 1 статья из перечня РИНЦ и 8 тезисов докладов.

Научная новизна. Впервые выполнено количественное определение петрогенных оксидов и микроэлементов радиоактивных элементов и элементов-спутников в интрузивных породах области Эль Села.

Определены минеральные формы первичных и вторичных минералов урана и аксессуарных минералов в интрузивных породах Эль Села.

Впервые выделена субмикронная фракция интрузивных образований и оценено содержание в ней радиоактивных элементов (U и Th) и элементов-спутников.

Практическая значимость работы.

Рассчитан геохимический потенциал урана и элементов спутников (REE, Ni, Mo) в интрузивных породах (двуслюдяном граните, микрограните, долерите и бостоните) области Эль Села.

Личный вклад автора. Автор участвовал в полевых работах на территории Египта (отбор проб, документация объектов и первичного материала, подготовка к аналитическим исследованиям). Автор выполнял и непосредственно участвовал в лабораторных исследованиях (петрографический анализ, электронно-микроскопические исследования, в выделении субмикронной фракции и ее анализе). Автор выполнил оценку геохимического потенциала урана и элементов-спутников в интрузивных породах области Эль Села.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю, доктору геолого-минералогических наук Пановой Елене Геннадьевне за руководство в проведении исследований и помощь при решении задач, необходимых для написания диссертационной работы. Автор признателен Ахмед Эль Саид Абдель Гавада, доцента геологии и геохимии за обсуждение материалов, ценные советы и помощь при проведении полевых работ.

Автор благодарит сотрудников Санкт-Петербургского государственного университета: Власов Дмитрий Юрьевич, Зеленская Марина Станиславовна, Янсон Светлана Юрьевна и Власенко Наталья Сергеевна, Шиловских Владимир за помощь при проведении аналитических исследований. Я хотел бы выразить мою глубокую благодарность моим родителям, моей верной жене, которая оказала мне всю потенциальную поддержку в проведении этого исследования, и моим любимым детям Юсефу и Лине за их терпение и поддержку во время этой работы. Аналитические работы выполнены в ресурсных центрах СПбГУ: «Геомодель», «Методы микроскопии и микроанализа», «Методы химического анализа».

Глава 1. Геологическая характеристика Восточной пустыни Египта

1.1. Региональная геология района Восточной пустыни Египта

В региональном плане территория Египта относится к северо-западной части Нубийско-Аравийского щита (НАЩ), который занимает около 100 000 км² в Восточной пустыне вдоль Красного моря и в южной части Синайского полуострова, образуя треугольник ограниченный заливом Акаба и Синайским заливом. Кроме того, эти породы обнажаются в районах, разбросанных по Западной пустыне, особенно в районе Увейнат, расположенном вдоль границ Египта, Судана и Ливии (Schandelmeir et al., 1983), и являются частью панафриканского континента (Kennedy, 1964). Восточная пустыня Египта сложена магматическими и метаморфическими породами, возникшими во время Восточно-Африканской орогении при коллизии Восточной и Западной Годваны и закрытии Мозамбикского океана около 600 млн. лет (Stern, 2002; Kusky et al., 2003).

Нубийско-Аравийский щит является частью панафриканского орогенного пояса, который был активен между 1200-450 Ма (Kennedy, 1964; Gass 1977; Dixon 1979 and Stern 1979; Kroger, 1985; Namimi et al., 2019). Щит кратонизировался начиная с докембрия и находился под влиянием рифтогенеза или движений, связанных с циклом Уилсона (Kroger, 1979). Образование Красного моря и сопряженных с ним структур является результатом последнего процесса рифтогенеза на Нубийско-Аравийском щите. Возможно, этот процесс перешел в фазу спрединга с образованием новой океанической коры. При таком движении Аравийский полуостров мог дрейфовать от Африканского континента в направлении против часовой стрелки (Namimi et al., 2019).

Орогенная история египетского фундамента, представляющего северо-западную часть Нубийско-Аравийского щита, была интерпретирована в терминах Геосинклинальной теории (El-Ramly, Akkad, 1960; El-Shazly, 1980; El-Ramly 1972; Akaad, Noweir, 1980).

Последние исследования в Восточной пустыне предлагают несколько тектонических моделей эволюции этих пород с точки зрения тектоники плит (Gass 1977; Church 1979; Hashad, Hassan, 1979; Engel et al., 1980; Ries et al., 1983; and Abdel Khalek et al., 1992; Ghoneim et al., 2018). Термин "панафриканский" был предложен Кеннеди в 1964 г. на основе оценки имеющихся Rb-Sr и K-Ar возрастов. Панафриканская орогения трактуется как эпоха тектоно-магматической активизации, около 500 млн. лет, во время которой сформировался ряд подвижных поясов, окружающих более древние кратоны. Позднее было признано, что это событие является заключительной частью орогенного

цикла, приводящего к появлению орогенных поясов, которые в настоящее время интерпретируются как результат слияния континентальных доменов в период ~870 - ~550 млн. лет. В настоящее время, термин панафриканский используется для описания тектонической, магматической и метаморфической активности от неопротерозоя до раннего палеозоя, особенно для той части земной коры, которая когда-то была Гондваной (Kröner et al., 2005). Тектоническая эволюция панафриканских пород вызвала ремобилизацию пород архейского и протерозойского возраста, их деформацию и метаморфизм более высокой ступени, а также мигматизацию, анатексис и широкое внедрение гранитов.

Согласно тектонической эволюции, докембрийские породы Восточной пустыни были разбиты двумя крупными структурными разрывами на три тектонических домена. Первый - Юго-Восточная пустыня (ЮВП) расположена к югу от широты 24° 30' С; Северо-Восточная пустыня (СВП) лежит к северу от широты 26° 30' С; Центральная Восточная пустыня (ЦВП) расположена между ними. Граница между ЦВП и ЮВП представляет собой большую зону сдвига. С другой стороны, граница между СВП и ЦВП является интрузивным контактом (Stern, Hedge, 1985) (рис. 1.1).

Литологически СВП и территория Синайского полуострова характеризуются как гранитный террейн, где помимо гнейсовых разновидностей и более молодых внутрикратонных вулканических пород типа Дохан и связанных с ними осадочных молассовых пород Хаммамат, встречаются немногочисленные выходы ультрамафических пород (El Ramly, 1972; El Ramly and Hermina, 1978; Abdel-Meguid, 1992). ЦВП включает в себя значительное количество ультрамафитов, офиолитов и меланжей, а также относительно большие объемы дуговых вулканитов и вулканогенных отложений, связанных с железорудными образованиями, которые интерпретируются как сформированные в задуговой обстановке (Sims, James, 1984). ЮВП – это, в основном, гнейсовый террейн с огромным количеством дуговых вулканитов, поздне- и пост-тектоническим гранитоидов, туфогенно-вулканогенных и пирокластических отложений. Кроме того, здесь встречаются другие внутрикратонные ассоциации горных пород, такие как вулканиты Доханского типа с незначительными проявлениями осадочных пород Хаммамата (El Ramly, Hermina, 1978; Abdel-Meguid, 1992).

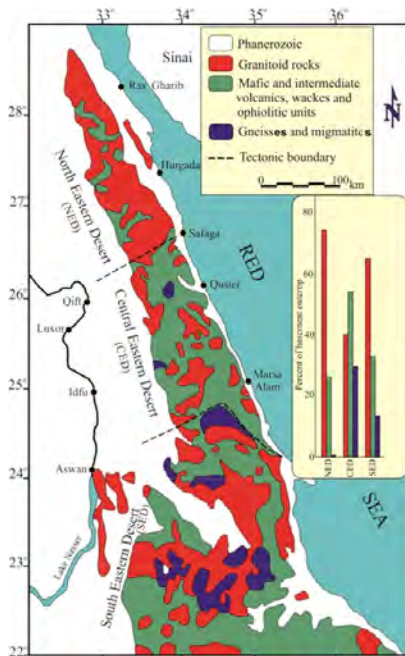


Рис. 1.1. Упрощенная геологическая карта неопротерозойского основания Восточной пустыни Египта. На врезке показано соотношение основных типов пород трёх провинций Восточной пустыни Египта, Stern and Hedge, 1985.

Известно, что граниты, особенно кислые разновидности, обогащены ураном. В связи с этим поведение радиоактивных элементов в различных типах гранитоидов является предметом многочисленных исследований.

Гранитоиды Синай и Восточной пустыни в основном панафриканского возраста и внедрились в промежутке времени от 417 до 780 млн лет. Эти породы подразделяются на древние (синорогенные) и молодые (от поздне- до посторогенных) граниты (El Shazly, 1964; and El Ramly, 1972). Синорогенные древние породы гранитного ряда (ДГ) по составу относятся к диоритам, тоналитам и гранодиоритам, напоминающим известково-щелочной I-тип. Их возраст 610 – 711 Ма (Dixon et al., 1979; Stern, Hedge, 1985). Более молодые гранитоиды (МГ) или «розовые граниты» относят к завершающей стадии панафриканского магматизма и сформировались в конце докембрия 550 Ма (El Shazly et al., 1980). Возраст плутонов МГ оценивается в 549 – 597 Ма, хотя встречаются некоторые щелочные плутоны с возрастом 417 Ма (Stern, Hedge, 1985).

Для гранитов Восточной Пустыни характерно образование доминирующих высоких горных цепей устойчивых к эрозии. Они образуют серию изолированных, эпизональных плутонов, которые секут все типы кристаллических пород в Восточной пустыне и имеют резкие контакты со всеми вмещающими горными породами. Для этих молодых гранитов Египта характерно присутствие пегматоидных тел и кварцевых жил, особенно в краевых частях тел. В некоторых районах на юге Восточной пустыни в этих молодых гранитах встречается U, Sn, W, Mo, Be, Nb и Ta минерализация.

Экономически значимые рудопроявления, особенно урана, генетически связаны с гранитоидами, приуроченными, в основном, к анатектическим расплавам или сильно пересыщенным глинозёмом двуслюдяных лейкогранитам (Cuney et al, 1984; and Poty et al., 1986).

1.2. Геологические особенности Эль Села области

Изучаемый район Эль Села расположен в ЮВП Египта вдоль побережья Красного моря. В общих чертах, район характеризуется неровной топографией с умеренным до высокого рельефом и сложен различными породами докембрийского основания и вадитождениями. Докембрийские уран-содержащие граниты выходят на поверхность в самой южной части Восточной пустыни (рис. 1.2).

Исследования в сдвиговой зоне Эль Села (рис. 1.3, 1.4) проводились различными методами: геологическими, структурными, спектрометрическими, геохимическими, минералогическими и геофизическими (Abdel-Meguid et al., 2003; Ibrahim et al., 2005; Ibrahim et al., 2007; Abd El-Naby, Dawood, 2008; Ali, 2013; Ali, Lentz, 2011; Abouelnaga et al., 2013; Ramadan et al., 2013; Gaafar et al., 2014; Abdel Gawad et al., 2015; Shahin, 2014; Abdel Gawad et al., 2016, Ghoneim, Abdel Gawad, 2017).

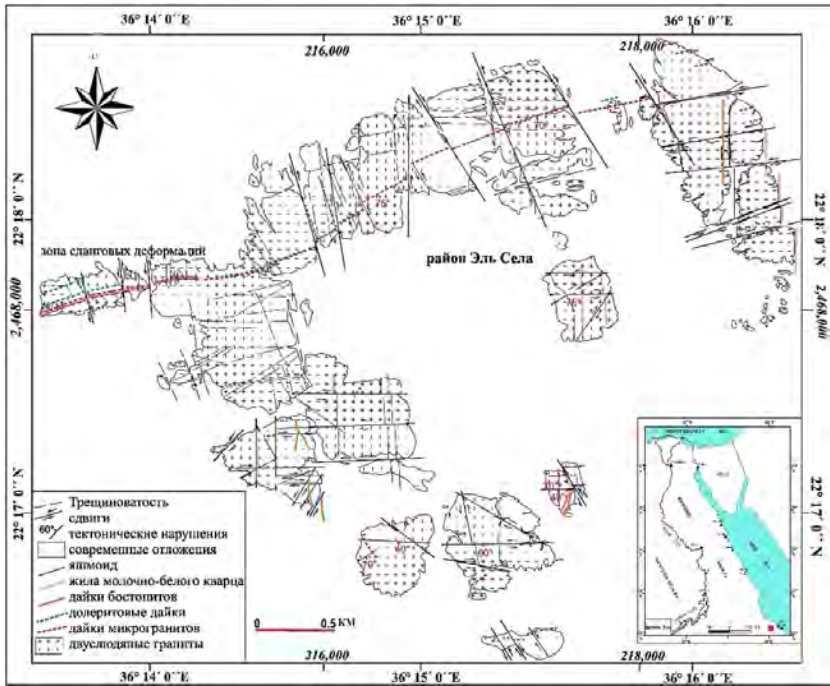


Рис. 1.2. Геологическая карта района Эль Села, Восточная Пустыня, Египет (Abdel-Meguid et al., 2003; Ibrahim et al., 2007; Ali, 2013; Abdel Gawad et al., 2015).

На основании полевых исследований породы в изучаемой области располагаются в следующей возрастной последовательности: биотитовые и двуслюдяные граниты, постгранитные дайки (микрограниты, долериты и бостониты), кварцевые и джаспероидные жилы и фанерозойский чехол вади-отложений.

Двуслюдяные граниты занимают большую часть исследуемой площади, на которой встречаются остатки округлых и (или) дугообразных гранитных плутонов (3×5 км), в направлении В-СВ – З-ЮЗ и С-СЗ – Ю-ЮВ параллельно зонам сдвига.

Обычно, эти граниты средне-крупнозернистые, трещиноватые, сильно выветренные, кавернозные с гипидиоморфной гранитной структурой (рис. 1.5). Гранитные плутоны разделены «песчаными коридорами» на несколько тел, с максимальными вершинами до 560 м над уровнем моря. Двуслюдяной гранит имеет окраску от розового до розовато-серого цвета и состоит главным образом из кварца, К-

полевого шпата, плагиоклаза, биотита и мусковита. Двуслюдяные гранитные плутоны подверглись влиянию эписенинитизации (рис. 1.6). В результате процессов изменения происходит обогащение вторичными видимыми минералами урана.

Двуслюдяные граниты Эль Села пересекаются двумя перпендикулярными зонами сдвиговых деформаций. Первая зона сдвиговых деформаций простирается в направлении В-СВ – З-ЮЗ длиной около 1.5 км и шириной от 5 до 40 м. Эта зона сдвиговых деформаций пересекается СЗ-ЮВ правосторонними сдвигами и ССЗ–ЮЮВ, ССВ–ЮЮЗ левосторонними сдвигами (см. рис. 1.2). Зона ВСВ–ЗЮЗ сдвиговых деформаций характеризуется умеренным рельефом, сильно тектонизирована и изменена. Для этой зоны сдвиговых деформаций характерно внедрение микрогранитовых, долеритовых даек и кварцевых и джаспероидных жил.



Рис. 1.3. Зона изменений В-СВ – З-ЮЗ простираения, Эль Села область.



Рис. 1.4. Зона сдвига в направлении ВСВ – ЗЮЗ, Эль Села область.



Рис. 1.5. Двуслюдяные граниты области Эль Села.



Рис. 1.6. Двуслюдяные гранитные, подвергшиеся эписенинитизации.

Дайки микрогранитов внедряется в двуслюдяные граниты вдоль ВСВ – ЗЮЗ зоны сдвиговых деформаций и имеет падение 72° – 83° Ю. Дайки сложены мелко-зернистой породой, имеют ширину от 3 до 20 м и прослеживаются на 6 км от северной границы Эль Села плутонов (рис. 1.7 – 1.9).



Рис.1.7. Дайка микрогранитов сечет двуслюдяные граниты в ВСВ – ЗЮЗ направлении.



Рис. 1.8. Дайка микрогранитов, тянущаяся в В-СВ – З-ЮЗ направлении.



Рис. 1.9. Дайка микрогранитов разбита системой трещин.



Рис.1.10. Долериты ВСВ – ЗЮЗ направления параллельны первой зоне сдвиговых деформаций.

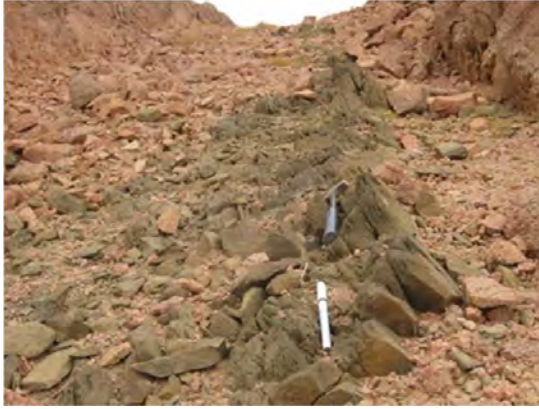


Рис.1.11. Дайка долеритов сечет двуслюдяные граниты.



Рис.1.12. Видимая урановая минерализация (желтое) в измененной дайке долеритов.

Дайки бостонитов внедряются в гранитные плутоны по С-Ю и ССВ-ЮЮЗ тектоническим направлениям. Обычно они мелкозернистые, красновато-коричневые, массивные, пластообразные, мощностью от 0.5 до 2 м (рис. 1.13 и 1.14). Бостонитовые дайки имеют более низкий уровень радиоактивности.



Рис. 1.13. Зона С3 – ЮВ сдвига рассекает дайку бостонитов.



Рис. 1.14. Слоистая текстура дайки бостонитов.

В районе встречаются жилы кварца, которые секут двуслюдяной гранит вдоль В-СВ–З-ЮЗ зоны сдвиговых деформаций (рис. 1.15). Эта жила не радиоактивна, брекчирована, ее мощность колеблется от 1 до 4 м. Жилы молочно-белого кварца пересекается красными и серыми, до черного, джаспероидными жилами (рис. 1.16, 1.17, 1.18). Красные и серые-черные яшмовые жилы сильно трещиноваты, фрагментированы,

брекчированы и имеют мощность от 0,5 до 1 м, содержат видимые мегакристы пирита и урановые минералы.



Рис.1.15. Жила молочно-белого кварца.



Рис. 1.16. Кварцевая жила разбита трещинами с оксидами и гидроксидами железа.

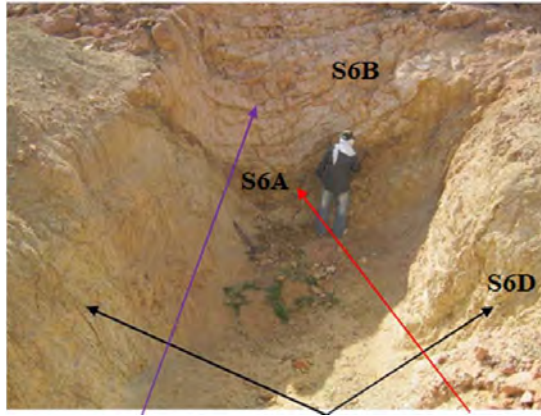


Рис.1.17. Взаимоотношение двуслюдяных гранитов (S6B), микрогранитов (S6D) и яшмоидов (S6A).

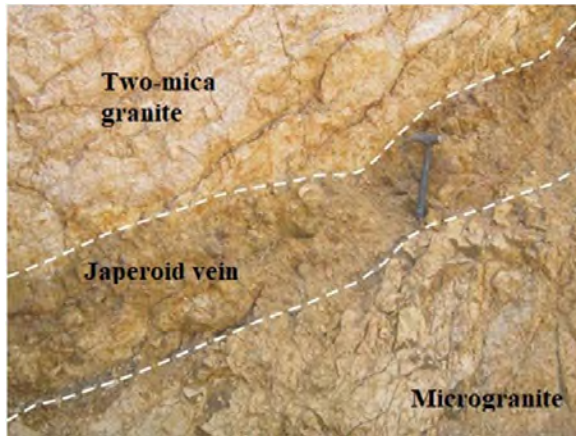


Рис.1.18. Контакты между двуслюдяным гранитом, микрогранитом и яшмоидом.

Структурный анализ пластичных деформаций указывает на присутствие трех генераций складок (Ali, 2013). Направления В-СВ-З-ЮЗ и С-СЗ-Ю-ЮВ могут рассматриваться как предшествующие разрывам в последующих структурных эпизодах, в то время как хрупкие деформации указывают на важность тех направлений, которые контролируют инъекционные процессы и процессы изменения на территории изучаемого района.

Таким образом, структурный контроль уранового оруденения определяется взаимоотношениями между унаследованными пластичными структурами и наложенными хрупкими структурами. Во время реактивации простой сдвиг параллельный унаследованной пластичной структуре отвечал за развитие минерализованных структур вдоль В-СВ – З-ЮЗ и С-СЗ – Ю-ЮВ направлений, так что их можно рассматривать как палеоканалы глубинных структур и ловушки для урановых руд. Большинство урановых аномалий оконтуривается вдоль зон сдвиговых деформаций В-СВ – З-ЮЗ и С-СЗ – Ю-ЮВ направлений, где кварцевые жилы ограничивали микрогранитные и долеритовые дайки и секли их по отношению к последующей трещиноватости и брекчированию, соответствуя неоднократному омоложению структур.

1.3. Месторождения урана Египта

Территория Египта относится к урановой геохимической провинции, в пределах которой широко распространены месторождения урана различных генетических типов. Наиболее перспективные промышленные объекты относятся к жильному типу и связаны с гранитами (Ibrahim et al., 2005; Ghoneim, Abdel Gawad, 2018).

Урановые месторождения жильного типа

Урановые месторождения жильного типа – это те, в которых урановые минералы заполняют различные полости, такие как трещины, жилы, штокверки, поровые пространства, зоны сдвига, брекчии в магматических, метасадочных и метаморфических породах (Campbell, 1957; Ruzicka, 1971; 1993; Cuney and Kyser, 2008).

Урановые жильные месторождения могут быть идентифицированы по элементному минеральному составу на два подтипа (Ruzicka, 1993): (1) Монометаллический, где минералы урана встречаются как единственные составляющие в одной минеральной ассоциации. Типичным примером таких месторождений являются урановые рудники из зоны Фэй-ЭйсВерна в Канаде.

(2) Полиметаллический, где минералы урана ассоциируют с минералами таких элементов как Ni, Co, As, Zn, Bi, Cu, Pb, Mn, Se, V, Mo, Fe и Ag.

Полиметаллические урановые жилы характерны для рудников Порт-Радиума в северо-западной части Канады, для месторождений Яхимов в Рудных горах (Чехия) и Шинколобве (Демократическая республика Конго). Запасы всех этих объектов уже истощены. Например, оксиды урана (настуран), арсениды и сульфоарсениды никеля и кобальта, сульфиды меди, самородное серебро, были основными компонентами руды месторождений в Порт-Радиуме.

Граниты связанные с урановыми месторождениями содержат урановую минерализацию в виде вкрапленности и прожилков, которые секут как граниты, так и вмещающие породы. Классификация урановых жильных месторождений базируется на их геологической позиции, структурном и литологическом контроле их локализации.

Урановые жильные месторождения содержатся в гранитах или сиенитах (внутригранитные жилы), в любых породах обрамляющих гранитные плутоны (перигранитные или перибатолитовые жилы), а также в рассланцованных или раздробленных метаморфических, осадочных или магматических комплексах (жилы в милонитах).

(1) Эндо (или внутри-) гранитные жильные месторождения (тип Limousin-Vendée) обычно встречаются в высоко дифференцированных гранитных породах, обычно в двуслюдяных лейкократовых гранитах, которые были подвергнуты последующим изменениям в виде альбитизации и десиликации (эписиенитизация).

В месторождениях, связанных с региональными разломами, рудой являются минералы урана (настуран и коффинит), которые ассоциируют с сульфидами и жильными минералами, такими как кварц, халцедон, флюорит, карбонаты и барит.

Эти месторождения делятся на два подтипа: (а) Прерывистые, линейные рудные тела такие, как жилы или штокверки, локализующиеся в трещинных гранитах, например, в месторождениях района Ла Крузиль (Центральный массив, Франция) (Lero, 1978);

(б) жильные трубки и столбы эписиенита, как, например, в рудниках района Ла Марш (Центральный массив, Франция) (Guiollard and Milville 2003; Lero and Cathelineau, 1982). В этом типе жилы секут гранитное тело и выходят во вмещающие породы, например, в рудном поле Лекаприер (район Венди, Франция) (Chapot et al., 1996).

Экзогранитные жильные месторождения типичны для мета-осадочных и метаморфических пород на контакте с массивами гранитов. Они также структурно контролируются региональными разломами. Граниты часто рассечены лампрофировыми и аплитовыми дайками. Месторождения характеризуются суб-вертикальными жилами,

зонами брекчирования и штокверками, которые пространственно связаны с главными разломами.

Жилы в метаосадочных породах могут быть монометаллическими (в основном настуран) или полиметаллическими (U, Co, Ni, Bi, Ag и др.). Жильные минералы включают карбонаты (кальцит, доломит) и кварц. Вмещающие породы и жильные минералы вблизи урановых минералов обычно гематитизированы.

Жилы в метаморфических породах ограничены контактово-метаморфическим ореолом гранитной интрузии, являются монометаллическими и слагают прожилки в сильно раздробленных роговиках, пятнистых андалузит-кордиеритовых сланцах и подобных породах, в ореале до 2 км вокруг гранитного тела.

Сами гранитоиды обычно сильно изменены. В качестве пример можно привести район Ниса/Альто Алентеджо (Иберийское плато, Португалия) (Basham and Matos Dias, 1986).

В Европейском Герцинском поясе (ЕГП) большая часть урановых месторождений пространственно связана с поздне-каменноугольными пералюминиевыми лейкогранитами, реже монцогранитами. Жильный тип и эписиенитовый тип урановых месторождений, а также брекчированные или разрывные зоны с урановой минерализацией связаны с этими гранитоидами и могут быть либо внутри-, либо в экзоконтакте. Это можно наблюдать в Иберийском массиве (Pérez del Villar and Moro, 1991), в Центральном и Армориканском массивах (Cathelineau et al., 1990), в Шварцвальде в Германии (Hofmann and Eikenberg, 1991) и в Богемском массиве в Чехии (Dill, 1983; Barsukov et al., 2006; Velichkin and Vlasov, 2011; Dolníček et al., 2013).

Во всех этих объектах возраст урановой минерализации оценивается между 300 и 260 млн. лет (Wendt et al., 1979; Carl et al., 1983; Eikenberg, 1988; Cathelineau et al., 1990; Hofmann and Eikenberg, 1991; Křibek et al., 2009; Velichkin and Vlasov, 2011).

Оруденение представлено: мощными жилами настурана Пршибрама (Чехия), Шлема-Альберода (Германия) и Шинколобве (Демократическая республика Конго); штокверками и эписиенитовыми столбами Бернардана (Франция) и Гуннара (Канада); зонами трещиноватости в гранитах или метаморфических породах, заполненных настураном, такие как, Мина Фе (Испания) и Сингхбхума (Индия). В Австралии известно много мелких месторождений жильного типа, которые встречаются в различных геологических обстановках, включая протерозойские метаморфиты возле Порт-Линкольна, в Моунт Лофти Ренжес, Пике и Денисон Ренжес (все в Южной Австралии), и

палеозойские граниты в Лачлане и в Новой Англии (штаты Новый Южный Уэльс, Виктория и Тасмания).

Согласно общепринятой классификации (Ruzicka, 1993), в мире известны урановые месторождения жильного типа: (1) месторождение Порт-Радиус, Северо-западные территории, Канада; (2) зона Фэй-ЭйсВерна, Саскачеван, Канада; (3) район Венди, Франция; (4) район Ла Крузиль, Франция; (5) Витков II, Чехия; (6) Пршибрам, Чехия; (7) Яхимов, Чехия и район Ауэ, Восточная Германия; (8) район Рожна, Чехия; (9) Шинколобве, Демократическая республика Конго; (10) месторождение Чанципин, провинция Гуанхи, Китай; (11) район Ксиаожанг, провинция Гуанджоу, Китай.

Многие урановые месторождения жильного типа тесно связаны с несогласиями. Например, ныне выработанная урановая система Фэй-Эйс-Верна в районе Биверлджа, Саскачеван (Канада), которая считалась типовым представителем месторождений жильного типа, была ассоциирована со среднепротерозойским несогласием суб-Мартин. Месторождение Пршибрам в Чехии ассоциировано с суб-кембрийским несогласием.

Наоборот, рудник Игл-Пойнт в Саскачеване (Канада), который классифицируется как месторождение, связанное с несогласием суб-Атабаски, содержит настуран выполняющий полости и трещины в Альпийских метаморфических породах.

Рудники Набарлек, Рейнджер I и III, Конгарра в северной части Австралии, ассоциируют со среднепротерозойским несогласием суб-Комболджи и обладают многими особенностями, характерными для урановых жильных месторождений, такими как минеральный состав рудных тел, вмещающие породы и изменения горных пород.

Урановая минерализация жильного типа в Восточной пустыне Египта

В рудниках Эль Эредия, Эль Миссикат урановая минерализация обнаружена в молодых гранитных плутонах в Восточной пустыне Египта. Три плутона являются хорошими примерами эндо-гранитной урановой минерализации жильного типа. В обоих проявлениях Эль-Эредии и Эль-Миссикат, минерализация структурно контролируется разломами и оперяющими трещинами, которые связаны со сдвиговыми зонами с простиранием СВ-ЮЗ и В-СВ-З-ЮЗ. Зоны сдвига обычно заполнены кремнистыми жилами и прожилками белого (молочный кварц), черного (дымчатый кварц) и красного (красная яшма) цвета с аномальной радиоактивностью и видимой урановой минерализацией. Джаспероидные и кварцевые жилы распределены неравномерно, они плотнее и ближе расположены в северной части гранитного массива г. Эль-Миссикат, чем в южной части массива г. Эль-Эридии. В зонах сдвига контактовые зоны окрашены в красновато-коричневые цвета из-за гематитизации, в серовато-зеленые до беловатого

цвета из-за каолинизации и серицитизации и от светло- до темно-зеленой окраски вследствие эпидотизации и хлоритизации (Hussein et al., 1986; Abd El-Naby, 2008; Elsaid et al., 2014). Особый интерес вызывают джаспероидные жилы содержащие несколько радиоактивных аномалий с видимой желтой гипергенной урановой минерализацией вдоль северной границы плутона г. Эль-Миссикат и южной окраины плутона г. Эль-Эридии. Эти аномалии связаны с сильно брекчированными серовато-черными и красными джаспероидными прожилками и разрывными зонами.

Hussein et al., 1986 предположили, что минерализованные флюиды произошли из самой гранитной магмы с возможным участием метеорных вод. Уран был извлечен из аксессуарных урансодержащих минералов при воздействии мантийных и гидротермальных флюидов. Образование вторичной урановой минерализации в районе Эль-Эридии происходило в результате замещения настурана (Attawiya, 1983; Abu-Deif, 1992; Hussein et al., 1986; Hussein et al., 1992; Osmond et al., 1999; Abu-Deif, El-Tahir, 2008).

Урановые минералы в джаспероидных жилах представлены в основном рассеянным уранинитом и образовавшимся по нему уранофаном. Вторичная урановая минерализация в основном представлена уранофаном, уранофаном-бета, соддиитом и девиндитом. Сульфиды, флюорит и железо-марганцевые оксиды являются главной ассоциацией урановой минерализации (Attawiya, 1983; Hussein et al., 1986; Bakhit, 1987; El-Mansi, 1993; Abd El-Naby, 2008). Сульфиды в основном представлены пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом. Урановые месторождения в гранитных плутонах Эль-Миссикат и Эль-Эридия представляют собой случай жильного месторождения (Hussein et al., 1986) и относятся к полиметаллическому жильному типу (Abu-Deif et al., 1997).

Район Эль Села относится к урановой провинции в Восточной пустыне Египта. Экономически значимые рудопроявления урана имеют генетическую связь с двуслюдяными гранитами, возраст которых составляет 560 млн. лет (Ali, Lentz, 2011). Граниты секутся микрогранитами, долеритами, дайками бостонитов и кварцевыми и яшмоидными жилами, приуроченными к зонам сдвига тектонических нарушений С-СВ – Ю-ЮЗ и С-СЗ – Ю-ЮВ направлений.

Другая благоприятная геологическая среда для формирования месторождений урана известна в центральной части Восточной пустыни, где известны щелочные породы и дайки бостонитов. Наиболее значимым объектом является Atshan, где вторичная урановая минерализация на поверхности способствовала проведению детальных геологических работ, алмазного бурения и горных работ.

Вулканы Um Safi в Центрально-Восточной пустыне Египта образованы последовательными извержениями риолитовых лав. Они различными туфами, золами, лапшилевыми и брекчиевыми туфами. Риолитовые породы обладают высокой радиоактивностью. Ряд авторов (Abdalla, 2001; Ibrahim et al 2002), проводившие минералогические исследования вулканитов зоны Um Safi, выявили наличие казолита, торита, ураноторита, бетафита, серианит, монацита, ксенотима. Кроме того, были обнаружены самородное серебро и сульфиды (галенит, молибденит, халькопирит и арсенопирит).

Другая зона вулканических пород - El Ghorfa в Wadi Natash (юг Западной Пустыни Египта), представлена трахибазальтами, трахиандезитами, нормальными трахитами и щелочными трахитами, туфами. В породах были обнаружены минералы урана (аутенит и казолит), вольфрамит, молибденит и церуссит, а аксессуарные минералы (монацит, ксенотим, алланит и плюмбогуммит (Ibrahim et al., 2012).

В осадочных породах Египта выявлены повышенные содержания урана в следующих типах: 1) черный песок (северный берег от Rasheed до Rafah городов); 2) соляные месторождения (Sitra, Nuweirnicya, Bahrein и d El Arag lakes в Западной пустыне); 3) в фосфоритах (Abu Tartour, Namarwain, Mahamid); 4) в сланцах и карбонатных отложениях (Um Bogma, Um Kharit Qatrani, Bahariya) 5) в алеволитах месторождения Hammamat (Um Tawat, Wadi El-Kareim).

Глава 2. Геохимические особенности интрузивных пород области Эль Села

2.1. Классификация и диагностика интрузивных пород

Химический анализ петрогенных оксидов был выполнен методом рентгенофлуоресцентного силикатного анализа в лабораториях Санкт-Петербургского университета, Россия. Чувствительность метода зависит от порядкового номера элемента и варьирует от $n \times 10^{-4}$ to $n \times 10^{-2}$ мас. % (табл. 2.1).

Таблица 2.1. Чувствительность рентгенофлуоресцентного анализа на петрогенные оксиды, мас. %.

Оксиды	Чувствительность анализа
SiO ₂	0.1
TiO ₂	0.03
Al ₂ O ₃	0.1
Fe ₂ O ₃	0.1
FeO	0.2
MnO	0.03
MgO	0.1
CaO	0.03
Na ₂ O	0.2
K ₂ O	0.03
P ₂ O ₅	0.05
L.O.I.	0.2

Для нашего исследования мы отобрали двадцать четыре представительные пробы. Средние, минимальные, максимальные и стандартные отклонения содержаний петрогенных оксидов для интрузивных пород изучаемого района представлены в Таблице 2.2. SiO₂ является одним из основных компонентов с наибольшей вариацией содержания во время дифференциации магмы. Наиболее высокие содержания SiO₂ характерны для гранитов. В долеритах накапливаются Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, CaO and P₂O₅. Бостониты обогащены щелочными элементами Na₂O и K₂O.

Таблица 2.2. Средние, минимальные и максимальные содержания и стандартное отклонение основных оксидов в интрузивных породах Эль-Села, мас. %.

Оксиды	Двуслюдяной гранит (n=9)			Микрогранит (n=5)			Долерит (n=5)			Бостонит (n=5)								
	Average	Min	Max	Average	Min	Max	Average	Min	Max	Average	Min	Max	σ					
SiO ₂	73.5	71.5	74.9	1.04	1.04	70.9	69.3	73.9	1.78	1.78	46.3	44.4	47.9	1.62	66.3	65.1	66.8	0.74
Al ₂ O ₃	15.4	14	16	0.65	0.65	12.1	10.5	12.9	0.93	0.93	16.2	14.7	18.8	1.64	14	13.1	14.8	0.66
TiO ₂	0.22	0.13	0.34	0.06	0.06	2.28	1.36	3.39	0.88	0.88	3	2.52	3.31	0.3	0.2	0.12	0.33	0.1
Fe ₂ O ₃	1.61	1.26	2.1	0.32	0.32	4.35	3.35	6.48	1.23	1.23	15.6	15.2	16.1	0.4	3.68	3.12	3.97	0.36
MnO	0.11	0.02	0.21	0.06	0.06	0.51	0.03	2.35	1.03	1.03	0.3	0.2	0.31	0.05	0.12	0.03	0.18	0.06
MgO	0.3	0.22	0.44	0.07	0.07	1.07	0.02	1.7	0.66	0.66	6.6	5.86	7.6	0.73	0.38	0.27	0.48	0.08
CaO	0.83	0.28	1.68	0.41	0.41	0.82	0.4	1.31	0.37	0.37	6.9	4.68	8.57	1.85	2.77	2.3	3.71	0.55
Na ₂ O	3.56	3.3	3.86	0.18	0.18	3.32	3.22	3.4	0.07	0.07	2.3	1.38	2.97	0.65	5.96	5.22	6.85	0.71
K ₂ O	3.98	3.71	4.22	0.19	0.19	3.88	3.07	4.5	0.64	0.64	2	1.58	2.84	0.57	6.23	5.45	6.8	0.55
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.06	0.01	0.01	0.14	0.1	0.19	0.04	0.04	0.6	0.45	0.69	0.09	0.04	0.03	0.06	0.02
L.O.I	0.5	0.4	0.7	0.1	0.1	0.6	0.4	0.9	0.2	0.2	0.8	0.4	1.2	0.3	0.3	0.2	0.5	0.1

Существуют химические классификации магматических пород сделанные исследователями на основании различных геохимических параметров (Barker, 1979; Streckeisen, 1976; Debon, Le Fort, 1983, Абушкевич, Сырицо, 2007).

Египетские гранитоиды привлекали внимание многих геологов, которые классифицировали их различным образом: на более древние и более молодые гранитоиды (El-Ramly and Akaad 1960); их очевидную связь с орогенной Syn-, Late- and Post-Orogenic, El-Shazly 1964), а также, в зависимости от их геохимических характеристик на известково-щелочные, щелочные до агапитовых граниты (El-Gaby, 1975; El-Sokkary, 1970). Другие классификации основывались на минералогических, структурных и химических характеристиках (Greenberg, 1981), на орогении (Hussein et al., 1982), на возрасте и орогении (El-Shatoury et al., 1984), на происхождении и тектоническом положении (Kabesh et al., 1987), различии в минеральном составе (El-Gaby et al., 1990), петрологических и геохимических критериях (Noweir et al., 1990).

TAS-диаграммы (Cox et al., 1979; Middlemost, 1985) в координатах SiO_2 и $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ построенные для пород изучаемого района (рис. 2.1, 2.2), показывают, что двухслюдяные граниты Эль Села и микрограниты находятся в поле гранитов, а долериты и бостониты попадают в поля габбро и сиенитов соответственно.

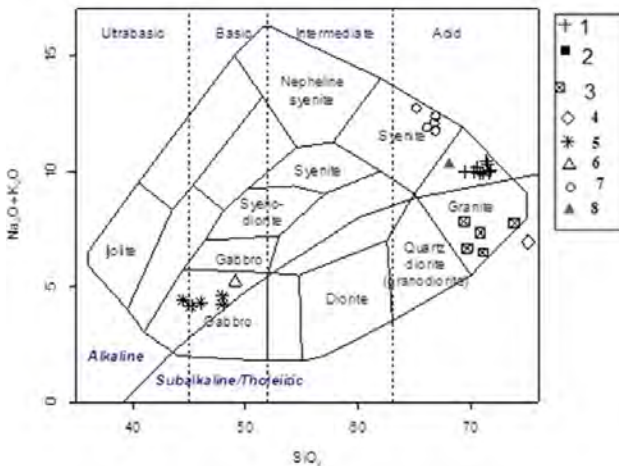


Рис. 2.1. TAS-диаграммы (Cox et al., 1979) интрузивных пород района Эль Села. (1- двухслюдяный гранит Эль Села, 2- гранит Гаттар (Mahdy et al., 2015), микрогранит Эль Села, 4- микрогранит Рас Абда (Abdel Hamid et al., 2018), 5- долерит Эль Села, 6- Долерит Бас Драа (El Bahat et al., 2013), 7- бостонит Эль Села, 8- Бостонит Атшан (Zakaria 2010).

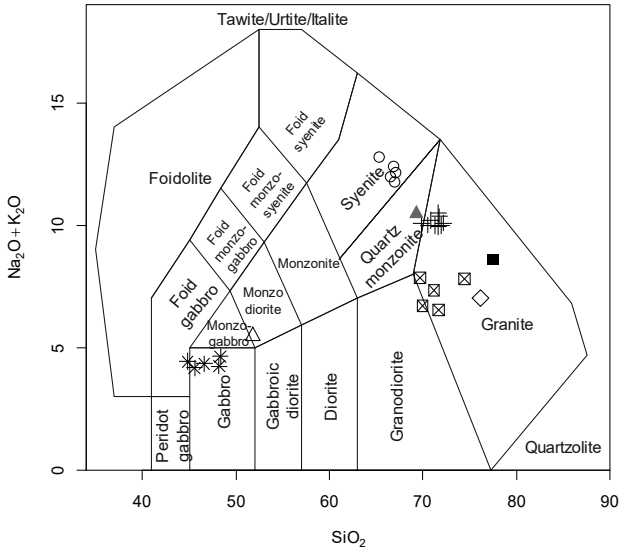


Рис. 2.2. TAS-диаграммы (Middlemost, 1985) интрузивных пород района Эль Села.

Обозначения см. на рис. 2.1.

Граниты Гаттар и микрограниты Рас Абда не попадают в поле гранитов из-за высокого содержания SiO_2 (76.63 и 75.05 wt%, соответственно), в то время как, долериты выступа Бас Драа (Bas Drâa Inlier) попадают в поле габбро, а бостониты Атшан с 68.03 wt% находятся в поле гранитов (рис. 2.1). С другой стороны, граниты Гаттар и микрограниты Рас Абда попадают в поле гранитов, долериты выступа Бас Драа попадают на границу между монцо-габбро и монцо-диоритами, а бостониты Атшан оказываются в поле кварцевых монцонитов (рис. 2.2).

2.2. Элементы-примеси

Содержания рассеянных и редкоземельных элементов определялись методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии (ICP-MS) на приборе ELAN-DRC-6100 в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ после сплавления с метаборатом лития и растворении плавня в смеси плавиковой и азотной кислоты. Для калибровки использовались чистые растворы внешних стандартов. Точность анализа контролировалась по геологическим стандартам (USGS). Данные о чувствительность анализа представлены в таблице 2.3.

Таблица 2.3. Чувствительность анализа ИСП МС, г / т

Элемент	Чувствительность	Элемент	Чувствительность
U	0.1	Ge	0.03
Th	0.1	Au	0.005
Co	0.1	Y	0.1
Ni	0.05	La	0.01
Cu	0.05	Ce	0.01
Zn	0.1	Pr	0.01
Pb	0.3	Nd	0.01
Rb	0.1	Sm	0.005
Sr	0.1	Eu	0.005
Ba	0.1	Gd	0.01
Cs	0.01	Tb	0.005
Zr	0.1	Dy	0.01
Hf	0.05	Ho	0.005
Nb	0.1	Er	0.01
Ta	0.1	Tm	0.005
Sn	0.2	Yb	0.01
W	0.15	Lu	0.005
Ga	0.1		

Данные о средних, минимальных, максимальных и стандартных отклонениях для содержаний рассеянных элементов в различных типах интрузивных пород представлены в таблице 2.4.

Таблица 2.4. Средние, минимальные, максимальные содержания и стандартное отклонение микроэлементов в интрузивных породах Эль-Села, г/т.

Элемент	Двуслюдяной гранит (n=9)			Микрогранит (n=5)			Долерит (n=5)			Бостонит (n=5)							
	Average	Min	Max	Average	Min	Max	Average	Min	Max	Average	Min	Max	σ				
U	7.19	4.1	14.7	164	129	224	38	38	38	29.7	21.7	35.9	5.25	2.9	10.8	3.2	
Th	25	20.7	29.5	3.07	2.02	3.93	0.7	0.7	0.7	12.7	11.8	14.5	1.13	14	18.1	1.7	
Co	2.4	1.91	3.72	7.39	5.25	9.96	2.2	2.2	2.2	19.9	10.5	30.5	8.03	2.1	3.86	0.7	
Ni	122	106	145	69.2	55.4	93.2	14.7	14.7	14.7	328	217	579	149	194	187	203	6.5
Cu	18.7	10.7	27	24.7	20.9	30	3.9	3.9	3.9	23.1	21.1	27.6	2.62	13.5	19.4	2.2	
Zn	35.2	26.1	56	142	93.1	209	49.2	49.2	49.2	172	133	224	35.6	116	82.6	143	24.2
Mo	11.8	9.31	13.7	8.12	6.45	9.07	1.1	1.1	1.1	25	15.7	43.6	10.8	15.3	10.2	19.3	3.6
Pb	11.2	5.69	19.7	14.6	9.48	19.3	3.6	3.6	3.6	6.3	3.82	9.4	2.55	4.97	4.05	5.73	0.7
Rb	201	169	230	142	129	160	12.3	12.3	12.3	84.7	54.3	111	23	108	81.8	123	16
Sr	59.3	36.6	89	141	122	177	23.4	23.4	23.4	548	454	643	67.9	43.4	37.5	54.1	7.8
Cs	4.39	1.67	8.88	6.13	3.47	9.7	2.3	2.3	2.3	1.1	0.75	1.82	0.48	0.56	0.53	0.63	0
Ba	175	54.3	329	203	157	327	70.6	70.6	70.6	355	310	377	26.5	387	333	439	50
Zr	65.2	36.9	92	130	101	158	20.2	20.2	20.2	377	234	500	104	705	576	900	134
Hf	3.22	2.07	3.83	3.04	2.63	3.58	0.4	0.4	0.4	4.17	2.98	5.5	0.95	19	12	23.5	4.5
Nb	17.4	8.01	35.5	7.93	5.62	11.2	2.2	2.2	2.2	172	113	237	54.5	153	123	187	23.6
Ta	1.76	0.49	4.8	0.36	0.27	0.45	0.1	0.1	0.1	5.83	3.44	9.82	2.61	11.1	10.5	12.1	0.6
Sn	1.73	1.22	2.26	1.49	1.22	2.15	0.4	0.4	0.4	3.66	1.24	8.33	2.81	5.4	4.22	7.18	1.2
W	0.97	0.5	2.99	6.81	2.44	10.8	3.6	3.6	3.6	3.49	1.3	8.82	3.08	0.9	0.81	0.98	0.1
Y	5.88	3.62	9.78	2.14	13.1	7.36	2.17	2.17	2.17	83.4	64.8	102	16.3	40.7	26.8	64	14.4
Ga	19.9	17.4	22	20.6	17.2	23.6	2.6	2.6	2.6	23.9	15.6	34.5	8.19	33.3	3.31	36	13.7
Ge	1.11	0.96	1.39	0.79	0.57	1.3	0.3	0.3	0.3	1.79	1.11	2.52	0.5	1.57	1.47	1.8	0.2
Au	0	0	0	0.08	0.01	0.19	0.1	0.1	0.1	0.36	0.22	0.62	0.16	0.38	0.29	0.49	0.1

Самое высокое содержание и стандартное отклонение содержаний наблюдается для урана в микрограните. Самые высокие содержания тория выявлены в двуслюдяном граните, долерите и бостоните.

Долериты выделяются повышенным содержанием никеля, кобальта, цинка и молибдена. Цинк характерен для микрогранитов и бостонитов.

Бостониты обогащены цирконием и гафнием. Самое высокое среднее квадратичное отклонение содержания циркония и гафния наблюдается в бостоните, затем – в долерите, и, наконец, - микрограните. Наименьшие значения этого параметра наблюдаются в двуслюдяном граните. Наибольшее значение стандартного отклонения содержания ниобия определено в долерите. Ниобий характерен для долеритов и бостонитов. Тантал, олово и вольфрам встречаются в небольших количествах во всех типах пород. Долериты обогащены стронцием. Барий накапливается в долеритах и бостонитах. В долеритах и бостонитах отмечается повышенное содержание золота.

Средние содержания рассеянных элементов в интрузивных породах изучаемого района были сравнены со средними содержаниями этих элементов в таких же породах земной коры (Кларк). Кларковые содержания представлены в таблице 2.5. По Складру (Складру, 2001) кларк концентрации – это отношение среднего содержания элемента в интрузивной породе изучаемого района к среднему содержанию этого элемента в такой же интрузивной породе в земной коре. Построены гистограммы обогащения и обеднения микроэлементами интрузивных пород района Эль Села (рис. 2.3).

Кларк концентрации урана имеет наивысшие значения в микрограните и долерите. У никеля этот коэффициент выше в двуслюдяном граните и бостоните. Другие халькофильные элементы имеют довольно высокие значения кларка концентрации во всех интрузивных породах. У молибдена довольно высокий кларк концентрации. Ниобий характерен для долерита, а бостонит обогащен танталом и ниобием.

Таблица 2.5. Кларковые содержания химических элементов в горных породах, г/т
(Скляров и др., 2001).

Элементы	Гранит	Долерит	Бостонит
Co	1	48	3
Ni	3.5	140	4
Cu	10	92	5
Zn	39	110	130
Ga	18	16	0.3
Ge	4.4	1.4	1
Rb	180	37	11
Sr	150	460	200
Y	50	23	17
Zr	180	130	500
Nb	21	19	35
Mo	1.5	1.4	1.1
Sn	3	0.5	-
Cs	5	0.1	0.6
Ba	750	290	1600
La	48	17	45
Ce	72	48	95
Pr	7.4	5	7.4
Nd	31	22	42
Sm	7.5	5.3	10
Eu	1.4	1.3	1.8
Gd	6.8	5.2	10
Tb	1.1	0.83	1.6
Dy	5	2.5	7
Ho	1.3	0.99	2
Er	3.1	2.2	4.4
Tm	0.3	0.25	0.4
Yb	4	2	4.3
Lu	0.9	0.5	1.2
Hf	3.9	2.6	11
Ta	3.6	7.4	2.1
W	2.2	0.8	1.3
Pb	19	6	12
Th	18	3.2	13
U	3	0.8	3
Au	0.0027	0.006	0.002

Примечание: - нет данных.

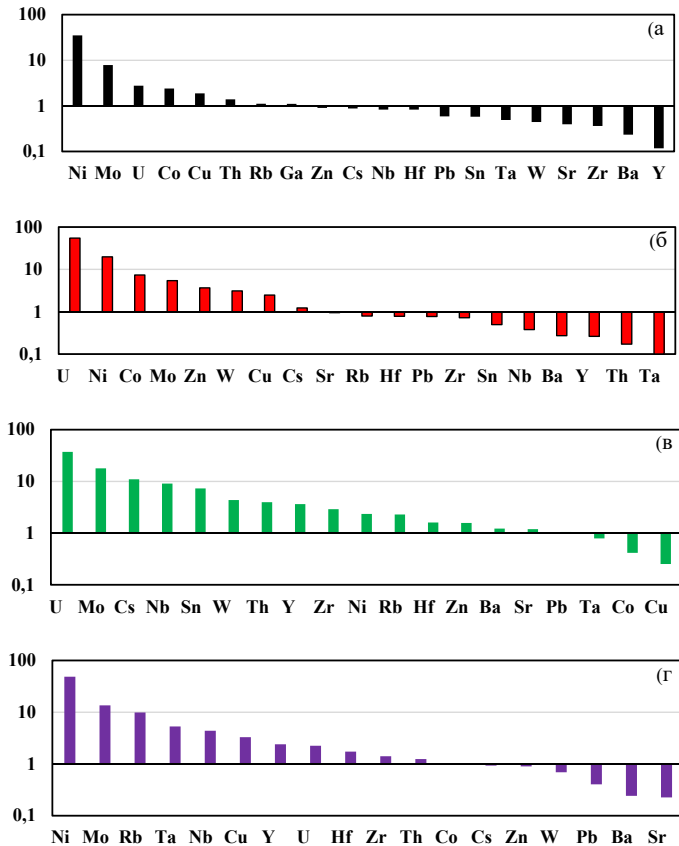


Рис. 2.3. Геохимические спектры микроэлементов интрузивных пород района Эль Села.
 а-Двуслюдяной гранит; б-Микрогранит; в-Долерит; г-Бостонит.

Кларк концентрации самых значимых значений можно выразить следующей формулой:

Двуслюдяной гранит: Ni_{35,8}- Mo_{7,8}- U_{2,7}- Co_{2,4}- Cu_{1,8}-Th_{1,3}.

Микрогранит: U_{54,9}- Ni_{19,7}- Co_{7,3}- Mo_{5,4}- Zn_{3,6}-W_{3,1}- Cu_{2,4}.

Долерит: U_{37,22}- Mo_{17,8}- Cs_{10,96}- Nb_{9,1}- Sn_{7,3}-W_{4,3}- Th_{3,9}-Y_{3,6}- Zr_{2,9}-Ni_{2,3}-Rb_{2,2}- Hf_{1,6}-
 Zr_{1,6}- Ba_{1,2}.

Бостонит: Ni₅₄- Mo_{13,6}- Rb_{9,8}- Ta_{5,3}- Nb_{4,4}- Cu_{3,3}- Y_{2,4}- U_{2,3}- Hf_{1,7}- Zr_{1,4}- Th_{1,3}.

Геохимия урана и тория в интрузивных породах

Изучение поведения урана и тория очень важно для понимания геохимии пород в целом. Эти элементы присутствуют в породах в разных количествах и имеют различное распределение. Для урана в изучаемой области характерно довольно значительное увеличение содержания, до потенциального предела концентраций, от вмещающих двуслюдяных гранитов в направлении к дайковому комплексу. Повышенное содержание тория наблюдается в двуслюдяных гранитах, в то время как, в микрогранитах выше содержание урана.

Известно (Clarke et al., 1966), что Th/U составляет 3.5 или 4:1. Также известно, что торий является мало подвижным элементом, поэтому это отношение определяется в основном содержанием урана, как подвижного элемента. В зависимости от этого отношения выделяются области обогащения ураном, пригодные для добычи этого элемента. В гранитах уран выщелачивается и это соответствует обедненным ураном породам с высоким Th/U отношением (>3.5), породы обогащенные ураном, перспективные на урановое оруденение, имеют низкое Th/U отношение (<3.5). Двуслюдяные граниты района Эль Села (пробы 3, 8 и 9) имеют Th/U отношение ниже Кларка, что указывает на обогащение ураном (магматическое обогащение), в то время как, в других двуслюдяных гранитах это отношение выше, и, соответственно, связано с обеднением ураном. Самое низкое Th/U отношение определено для проб микрогранитов и яшмы, что указывает на гидротермальное обогащение ураном. В пяти пробах долеритов из даек Th/U отношение ниже кларкового, что говорит об обогащении этих пород ураном. В пробах 22 и 24 из бостонитовых даек Th/U отношение выше по сравнению с пробами 20, 21 и 23, соответственно эти пробы обеднены ураном (рис. 2.4).

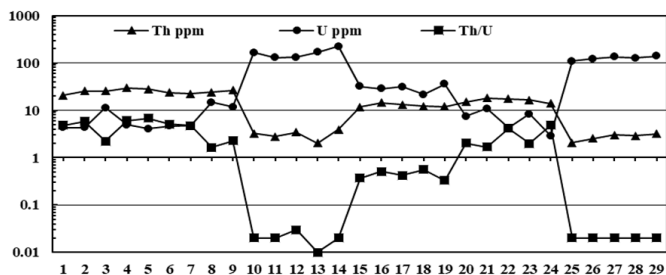


Рис. 2.4. Распределение U, Th и Th/U отношение во вмещающих двуслюдяных гранитах (от 1 до 9) по сравнению с микрогранитами (от 10 до 14), долеритами (от 15 до 19), бостонитовыми дайками (от 20 до 24) и яшмоидом (от 25 до 29).

Средние содержания U, Th и значения Th/U отношения для интрузивных пород изучаемого района сравнивались с опубликованными данными для Восточной Пустыни Египта и других стран (табл. 2.6 и рис. 2.5).

Таблица 2.6. Средние содержания U, Th для интрузивных пород изучаемого района и опубликованные данные для пород Восточной Пустыни Египта и других стран, г/т.

	Интрузивные породы	Th	U
1	Двуслюдяные граниты района Эль Села, Египет (настоящая работа), n=9	25	7.19
2	Микрогранитные дайки, Эль Села, Египет (настоящая работа), n=5	3.07	164
3	Долеритовые дайки, Эль Села, Египет (настоящая работа), n=5	12.7	29.7
4	Бостонитовые дайки, Эль Села, Египет (настоящая работа), n=5	16.2	6.75
5	Яшмоид, Эль Села, Египет (настоящая работа), n=5	2.52	123
6	Двуслюдяные граниты района Эль Села, Египет (Abdel-Meguid et al., 2003), n=15	18	9.44
7	Двуслюдяные граниты района Абу Хамр Египет, (Dessouky, 2018), n=13	13.7	12.2
8	Гранит А-типа, района Атави, Египет (Fawzy, 2017), n=9	18.6	8.4
9	Двуслюдяные граниты района Эш Эль Малаха, Египет (Esmail and Tawfiq, 2015), n=8	16.4	5.8
10	Младший гранит, Гаттар, Египет (Mahdy et al., 2015), n=11	18.2	7.5
11	Двуслюдяные граниты района Ум Слеймат, Египет (El-Arabi et al., 2007), n=10.	4.2	6.2
12	Гранит Вади-Эль-Гемаль, Египет (Abbady et al., 2006), n=10	11.8	3.2
13	Гранит, Турция (Orgun et al., 2005), n=30	24.8	4.7
14	Гранит А-типа, по всему миру (Whalen, 1987), n=148	23	5
15	Гранит, Южная Африка (Cernak et al., 1982), n=10	21.6	6.5
16	Гранит, по всему миру (Sklyarov et al., 2001), n=200	18	3
17	Долерит, по всему миру (Voitkevich et al., 1997), n=20	3	0.5
18	Долерит, по всему миру (Sklyarov et al., 2001), n=200	3.2	0.8
19	Бостонит, по всему миру (Grigorev, 2002), n=15	13	3
20	Бостонит, по всему миру (Sklyarov et al., 2001), n=200	13	3

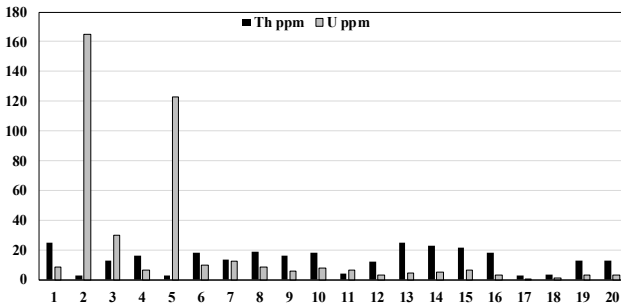


Рис. 2.5. Гистограмма показывает сравнительное изучение средней концентрации U и Th между интрузивными породами в районе Эль-Села и другие, как показано в таблице 2.6.

Наблюдается отчетливое сходство в содержаниях U и Th в двуслюдяных гранитах Эль Села и других районов. Обогащение ураном изученных микрогранитных даек и ящм Эль Села указывает на значительную мобилизацию урана (до перспективных концентраций урана) при низком содержании тория. С другой стороны, двуслюдяные граниты из района Ум Слеймат, Египет (El-Arabi et al., 2007) и долериты Worldwide (Voitkevich et al., 1997; Sklyarov et al., 2001) имеют самые низкие концентрации U и Th. Очевидно, что самые высокие концентрации U регистрируются в районе Эль-Села, где отношение Th/U составляет 0,02, что связано с присутствием первичных и вторичных U-минералов в окислительно-восстановительных условиях.

Урановые и/или обогащенные ураном граниты выделялись и другими исследователями. Гистограммы показывают сравнительное изучение средних содержаний U и Th в интрузивных породах района Эль Села. Урановые граниты выделяются по Darnley (1982) как гранитные массивы с содержанием U, превышающим кларковое значение (4 ppm), как минимум в два раза, независимо от того, связаны они с U-минерализацией или нет. Нормальное содержание U и Th в гранитных породах 4 г/т и 11 г/т соответственно (Rogers and Adams, 1969), поэтому, двуслюдяные граниты, микрограниты, долериты, бостонитовые дайки и яшмы района Эль Села можно считать ураноносными породами.

Редкоземельные элементы в интрузивных породах

Максимальные, минимальные средние значения концентрации и стандартное отклонение концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ) в интрузивных породах района Эль Села представлены в таблице 2.7. Содержания РЗЭ варьируют от двуслюдяных гранитов и пост-гранитных даек, что может объясняться неравномерным

распределением акцессорных минералов – концентраторов РЗЭ, таких как, монацит, бастнезит и алланит. Используя диаграммы распределения REE, можно решить корреляция и определение интрузивных пород. Содержания РЗЭ в изучаемых образцах представлены на рисунке 2.6.

Таблица 2.7. Максимальные, минимальные средние значения содержания и стандартное отклонение концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ) в интрузивных породах района Эль Села, г/т.

Элементы	Двуослюдной гранит (n=9)			Микрогранит (n=5)			Долерит (n=5)			Бостонит (n=5)						
	Average	Min	Max	σ	Average	Min	Max	σ	Average	Min	Max	σ				
La	10.5	6.49	18.3	3.94	18.3	9.19	42.9	13.9	129	109	148	16.8	94	81.9	110	11
Ce	19.8	12.6	32.7	6.29	39.2	21.4	83.2	25	232	201	287	33	154	149	169	8.6
Pr	2.15	1.28	4.28	0.99	5.06	3.01	9.56	2.6	30	23.3	43.8	8.9	20	14.5	26.3	4.5
Nd	6.87	4	10.8	2.41	21.4	13.7	38.8	10.3	115	85.3	185	41.1	70.3	48.2	99.2	19.6
Sm	1.35	0.6	2.85	0.72	4.07	2.65	6.88	1.8	23.1	17.6	30.4	5	13.7	7.28	17.5	4.3
Eu	0.21	0.14	0.35	0.07	1.24	0.72	2.22	0.6	2.84	1.52	5.67	1.7	1.6	1.43	1.84	0.2
Gd	1.14	0.62	1.88	0.45	3.8	2.15	6.92	2	23.1	17.9	29.4	4.4	11.7	6.54	16.3	3.6
Tb	0.16	0.09	0.28	0.07	0.51	0.28	1.01	0.3	3.02	2.57	3.55	0.4	1.46	0.96	2.37	0.5
Dy	0.95	0.54	1.84	0.45	2.75	1.54	5.14	1.5	15.8	13.2	17	1.5	8.21	5.2	13.5	3.1
Ho	0.18	0.11	0.34	0.08	0.46	0.27	0.91	0.3	2.65	2.5	2.83	0.1	1.82	0.95	2.39	0.5
Er	0.55	0.31	0.9	0.2	1.23	0.76	2.4	0.7	8.29	8.04	8.51	0.2	5.29	2.85	7.07	1.5
Tm	0.1	0.06	0.16	0.03	0.17	0.1	0.31	0.1	1.1	1	1.22	0.1	0.69	0.39	0.95	0.2
Yb	0.68	0.39	1.11	0.24	1.07	0.62	2.04	0.6	6.06	5.2	6.92	0.7	4.43	2.54	5.98	1.3
Lu	0.13	0.07	0.17	0.04	0.17	0.11	0.29	0.1	0.86	0.8	0.98	0.1	0.63	0.35	0.84	0.2
ΣREEs	44.8	29	72.5	14	99.6	57.1	202	58.9	594	509	769	102	388	323	473	54.3
LREEs	40.9	26.4	66.9	13.2	89.4	51	183	53.7	496	452	526	31.6	443	339	526	69.2
HREEs	3.89	2.41	6.33	1.39	10.1	6.07	19	5.4	58.8	56.8	63	2.4	52.3	34.9	63	10.9
LREEs/HREEs	11.1	5.87	17.4	3.36	8.72	6.86	9.65	1.2	8.43	7.96	8.81	0.4	8.57	7.96	9.71	0.7
(La/Yb)N	11.1	4.99	17.9	4.12	10.8	8.93	14.2	2	14.9	10.6	18.1	3.3	13.3	10.6	18.1	2.9
(La/Sm)N	5.81	2.76	10.4	2.64	2.65	1.85	3.92	0.8	3.68	2.97	4.56	0.6	3.78	2.97	4.56	0.6
(Tb/Yb)N	1.06	0.6	1.52	0.25	2.04	1.7	2.52	0.3	2.14	1.83	2.39	0.2	1.92	1.33	2.39	0.4
(Ce/Ce*)N	1.05	0.76	1.53	0.21	0.98	0.93	1.01	0	0.93	0.83	1.02	0.1	0.88	0.76	1.02	0.1
(Eu/Eu*)N	0.57	0.31	0.89	0.19	0.97	0.92	1.09	0.1	0.31	0.19	0.48	0.1	0.32	0.19	0.48	0.1

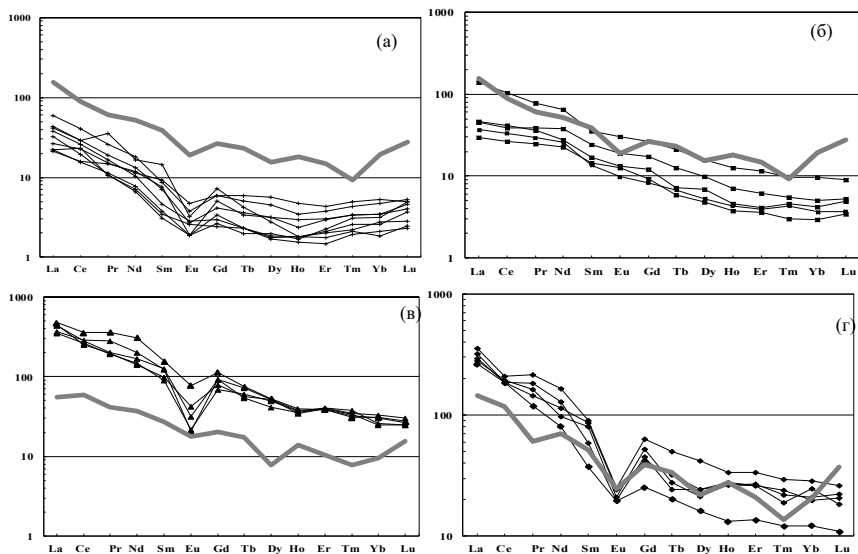


Рис. 2.6. Нормализованные хондритом спектры РЗЭ интрузивных пород, нормализованные значения по Бойнтону (1984). а) двухслюдястый гранит, б) микрогранит, в) долерит и г) бостонит.

В целом, редкоземельные элементы отражают степень снижения фракционирования расплава. Наибольшие значения суммы содержаний REE характерны для постгранитных даек (долериты, среднее – 594.20 ppm; бостониты, среднее – 388.84 ppm и микрограниты, среднее – 99.63 ppm). Наименьше концентрации РЗЭ определены в двуслюдяных гранитах: среднее – 44.84 ppm.

Все образцы обогащены легкими редкоземельными элементами (LREE) относительно тяжелых (HREE).

Среднеквадратичное отклонение содержаний La, Ce и Nd во всех типах интрузивных пород имеет более высокие значения. Особенно важно распределение европия (Eu), т.к. этот элемент может быть двухвалентным и трехвалентным в зависимости от фугитивности кислорода. При окислительных условиях Eu – трехвалентен и его поведение аналогично остальным редкоземельным элементам, но при восстановительных условиях Eu становится двухвалентным с относительно большим ионным радиусом и замещает, в основном, Ca в плагиоклазах и, редко, в К-полевоом шпате.

Отношение Eu/Eu^* является мерой европиевой аномалии. Значение этого параметра более 1 указывает на положительную аномалию, а значение менее 1 – на отрицательную. В нашем случае, двуслюдяные граниты, долериты и бостониты имеют отрицательную Eu аномалию, где $(Eu/Eu^*)_N = [Eu/(Sm_N + Gd_N)^{1/2}]$ меньше 1. Это может отражать некоторое различие в их происхождении (Cullers, Graf, 1984), вызванное либо удалением полевых шпатов из кислого расплава в результате фракционирования или в результате частичного плавления породы, в которой полевые шпаты сохраняются в источнике, что является причиной возникновения отрицательной Eu аномалии в расплаве или либо благодаря более сильному эффекту от повышенной активности кислорода в расплаве, что приводит к насыщению летучими компонентами (более высокая степень окисления) в случае, если расплав был гранитным.

Активность кислорода в расплаве может быть довольно высокой, чтобы поддерживать Eu в трехвалентном состоянии, и таким образом способствуя его вхождению в структуру плагиоклаза (Grenne and Roberts, 1998). С другой стороны, значения $(Eu/Eu^*)_N$ для микрогранитов находятся в пределах от 0.92 до 1.09. Поэтому, распределение REE в микрогранитах имеет плоский характер без особенно выраженной Eu аномалии благодаря вторичным изменениям в породе.

Таким образом, на основе анализа петрогенных оксидов, элементов примесей, включая редкоземельные элементы, выявлены геохимические особенности интрузивных пород области Эль Села.

На основании данных о содержании химических элементов в интрузивных породах Восточной пустыни Египта проведен кларковый анализ. Кларк концентрации урана имеет наивысшие значения в микрограните и долерите. У никеля этот коэффициент выше в двуслюдяном граните и бостоните. Другие халькофильные элементы (Mo, Cu, Co, Zn) имеют высокие значения кларка концентрации во всех интрузивных породах. Ниобий характерен для долерита, а бостонит обогащен танталом и ниобием.

Наблюдается отчетливое сходство в содержаниях U и Th в двуслюдяных гранитах Эль Села и других районов Египта.

Наибольшие значения суммы содержаний REE характерны для постгранитных даек. Наименьше концентрации PЗЭ определены в двуслюдяных гранитах. Все образцы обогащены легкими редкоземельными элементами (LREE) относительно тяжелых (HREE).

2.3. Генетические особенности интрузивных пород

В петрологических исследованиях используются также диаграммы, которые служат для петрогенетических построений, прежде всего для анализа эволюции магматического расплава. Для понимания и характеристики петрохимических процессов используют различные диаграммы. Наиболее часто применяемыми являются бинарные диаграммы Харкера, на которых содержания петрогенных оксидов или малых элементов сравниваются с содержанием SiO_2 .

Как правило, единые хорошо выраженные тренды на вариационных диаграммах подтверждают происхождение пород магматического комплекса в результате эволюции одного родоначального расплава. Тренды отражают главным образом процессы частичного плавления протолита или кристаллизационного фракционирования, которые являются одними из основных процессов в эволюции магматических расплавов. Перегибы, изменение направления, разветвление трендов могут свидетельствовать о резком изменении условий (физико-химических, флюидного режима и др.) становления комплекса, о смене моделей ведущих или проявлении дополнительных процессов в ходе эволюции магмы или при формировании пород комплекса. Значительный разрыв вариационных кривых может указывать на функционирование магматических источников разного состава, разделение трендов - на проявление процессов ликвации. Часто тренды могут отражать явления контаминации - смешения магм разного состава (гибридизма) или ассимиляции материала вмещающих пород и т. д.

Вариационные диаграммы Харкера используют содержание SiO_2 по отношению к основным окислам изученных интрузивных пород в качестве показателя дифференциации (рис. 2.7). Составы интрузивных пород изучаемого района сравнивались со средними химическими составами (по основным и малым элементам) аналогичных интрузивных пород: с гранитами Гаттар, Египет (Mahdy et al., 2015), микрогранитами Рас Абда, Египет (Abdel Namid et al., 2018), долеритами выступа Бас Драа, Марокко (El Bahat et al., 2013), бостонитами Атшан, Египет (Zakaria, 2010).

Содержание SiO_2 (мас.%) увеличивается от долеритов (44.4 – 47.9 мас.%; среднее - 46.3 мас.%), к бостонитам (65.1 – 66.8 мас.%; среднее - 66.3 мас.%), микрогранитам (69.3 – 73.8 мас.%; среднее - 70.94 мас.%) и двуслюдяным гранитам (71.5– 74.8 мас. %; среднее - 73.4 мас. %).

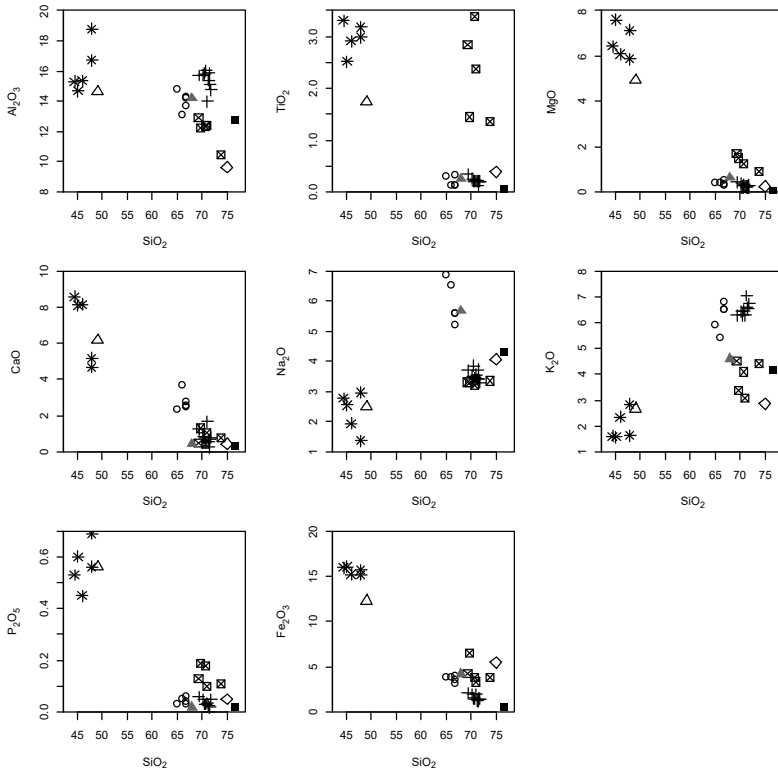


Рис. 2.7. Диаграммы Харкера основных оксидов (мас.%) и SiO₂ (мас.%) для интрузивных пород области Эль Села. Обозначения см. на рис. 2.1

На вариационных диаграммах Харкера наблюдается общее снижение содержания Al₂O₃, TiO₂, MgO, MnO, CaO, P₂O₅ и Fe₂O₃ при увеличении содержания SiO₂. Бостонит отличается высоким содержанием щелочей по сравнению с другими интрузивными породами. В долеритах содержится значительно меньше щелочей, но основных оксидов больше, по сравнению с другими интрузивными породами.

Диаграммы главных оксидов показывают, что интрузивные породы района Эль Села очень близки по составу к микрогранитам Рас Абда (кроме TiO₂), а в долеритах выступа Бас Драа содержание этих оксидов ниже, чем в долеритах Эль Села.

Поведение рассеянных элементов в процессе магматической дифференциации можно проследить по вариациям их содержаний при увеличении содержания SiO₂ (рис.2.8).

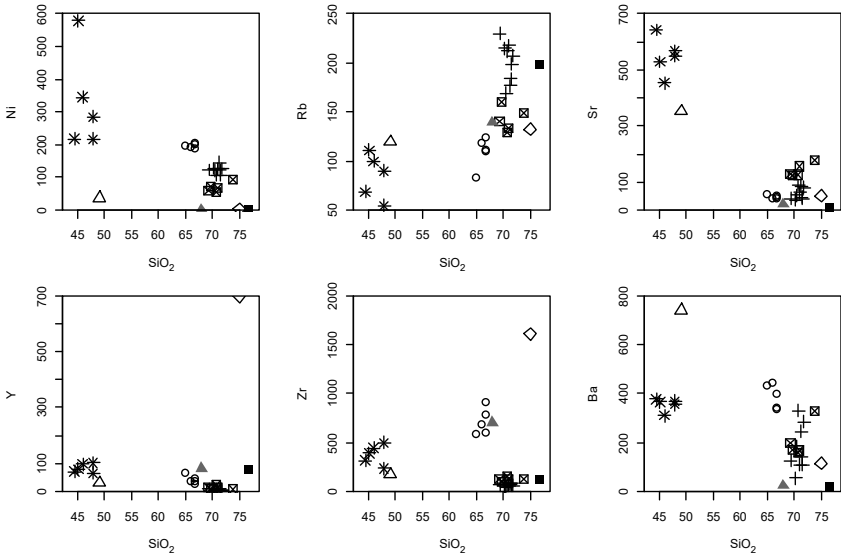


Рис. 2.8. Диаграммы Харкера некоторых микроэлементов (г/т) и SiO₂ (мас. %) интрузивных пород области Эль Села. Обозначения см. на рис. 2.1.

Все пробы обогащены литофильными химическими элементами с большим ионным радиусом (LILE, особенно Ba и Rb), но содержание Ni, Sr, Y уменьшается с увеличением содержания SiO₂. Содержание высокозарядных катионов (HFSE, в частности Y и Zr) довольно высоко в долеритах и бостонитах.

Вариационные диаграммы Харкера для рассеянных элементов, посторонние для других районов очень похожи на диаграммы для интрузивных пород Эль Села, кроме Y и Zr, содержание которых выше в микрогранитах Рас Абда по сравнению с Эль Села. Долериты выступа Бас Драа содержат больше Ba и Rb, но меньше Ni, Sr, Y и Zr, чем аналогичные породы Эль Села (рис. 2.8).

Тектоническая обстановка Восточной пустыни Египта является ключевой в расшифровке неопротерозойской тектонической эволюции Арабо нубийский щит и, следовательно, всего Восточно-африканского Орогена. В зависимости от видимых различий в литологическом строении и контраста физико-географических условий (Abdel Khalek, 1979; Stern and Hedge, 1985; El-Gaby et al., 1988) Восточную пустыню Египта (Аравийская пустыня) подразделяется на три основные провинции: Северо-Восточная пустыня (NED), Центральная Восточная пустыня (CED) и Юго-Восточная пустыня (SED). Такое подразделение на три части

является одной из немногих широко принятых концепций в тектоническом анализе египетского неопротерозойского фундамента (Fowler and Osman, 2009). Границы провинций проходят по двум основным структурным элементам: зона пластических деформаций Кена-Сафага (Qena-Safaga Shear Zone) разделяет NED от CED, и зона пластических деформаций Идфу-Мерса Алам (Idfu-Mersa Alam Shear Zone).

Для определения магматических типов интрузивных пород было предложено и использовано несколько дискриминационных диаграмм. Тип магмы исследуемых двуслюдяных гранитов может быть выведен из следующих диаграмм. Irvine and Baragar (1971) и некоторые другие исследователи использовали диаграмму AFM для разделения субщелочных пород на известково-щелочные и толеитовые серии на основе содержания в них железа. $A = Na_2O + K_2O$, $F =$ общее Fe выраженное как Fe_2O_3 , и $M = MgO$ (все в wt%). График показывает двуслюдяные граниты микрограниты и бостониты принадлежат известково-щелочной серии, а долериты относятся к толеитовой серии (рис. 2.9 а).

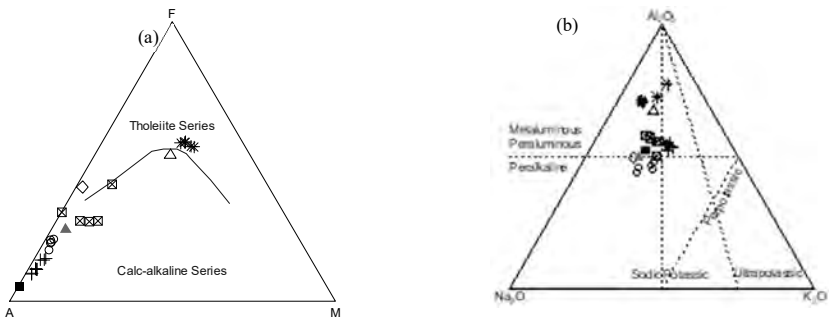


Рис. 2.9. Диаграммы дискриминации по типу магмы для интрузивных пород. а) AFM - диаграмма для интрузивных пород (Irvine and Baragar, 1971). б) Тройная диаграмма с использованием молярного $Na_2O - Al_2O_3 - K_2O$. Обозначения см. на рис. 2.1.

Тройная диаграмма $Na_2O - Al_2O_3 - K_2O$ используется для разделения мета- и/или перглиноземистых пород от перщелочных пород, а также калиевые, натровые и ультракалиевые серии. На рисунке видно, что изученные пробы двуслюдяных гранитов, микрогранитов и долеритов находятся в поле мета- и/или перглиноземистых пород, а бостониты оказываются в поле перщелочных пород (рис. 2.9 б). Граниты Гаттар, микрограниты Рас Абда, долериты выступа Бас Драа и бостониты Атшан попадают в поле известково-щелочных пород. Микрограниты Рас Абда и бостониты Атшан располагаются вдоль линии разделения полей перщелочных, метаглиноземистых и перглиноземистых пород.

Тектоническая положение изученных пород может быть определено с помощью бинарных диаграмм. (Pearce et al., 1984) использовали Rb– (Y+Nb) и Nb–Y дискриминационные диаграммы для выделения четырех тектонических режимов для гранитных пород: граниты вулканических дуг (VAG), син-коллизионные граниты (Syn-COLG), граниты океанических хребтов (ORG) и внутриплитные граниты (WPG). Pearce (1996) ввел в эту диаграмму поле пост-коллизионных гранитов (PCG), чтобы разделить внутриплитные граниты (WPG), граниты вулканических дуг (VAG) и син-коллизионные граниты (Syn-COLG).

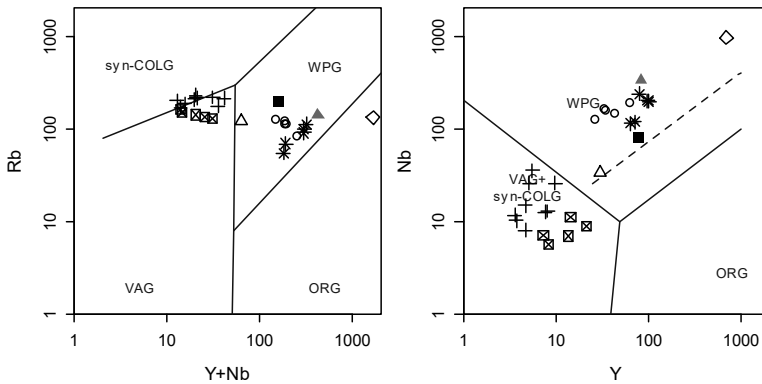


Рис. 2.10. Диаграммы дискриминации тектоническая положение изученных пород (Pearce et al., 1984) Rb– (Y + Nb) и Nb. Обозначения см. на рис.2.1.

Изученные двуслюдяные граниты и микрограниты находятся в поле гранитов вулканических дуг (VAG) и син-коллизионных гранитов (Syn-COLG), а долериты и бостониты попадают в поле внутриплитного режима. Граниты Гаттар, микрограниты Рас Абда и долериты выступа Бас Драа находятся в поле внутриплитного режима. Бостониты Атшан оказываются в поле внутри плитных гранитов и/или гранитов океанических хребтов (рис. 2.10).

Содержание и рассеянных элементов, Rb, Sr, и Ba наиболее информативно в оценке петрогенетических процессов, включая происхождение гранитных пород в результате частичного плавления или фракционной кристаллизации. Поведение этих элементов в гранитных системах контролируется K-полевыми шпатами, плагиоклазами и слюдами (Сырцо, 2002).

Другим важным отношением является Rb/Sr (рис. 2.11 а). На диаграмме видно, что микрограниты, двуслюдяные граниты и бостониты Эль Села образуют вариационные тренды

со щелочным полевым шпатом. Это согласуется с их гиперсолвусным характером и высокой долей пертита.

С другой стороны, долериты оказываются на границе между трендами пироксена и биотита. Граниты Гаттар, микрограниты Рас Абда и бостониты Атшан оказываются в тренде фракционирования щелочного полевого шпата, а долериты выступа Бас Драа – в переходной области между трендами щелочного полевого шпата и биотита.

Mason (1966) указывает на то, что линия среднего соотношения Ba/Rb для земной коры равна 4.4. На рисунке 2.11б видно, что исследуемые пробы долерита и бостонита лежат вдоль линии отношения Ba/Rb около 4.4, что указывает на преобладание Ba над Rb.

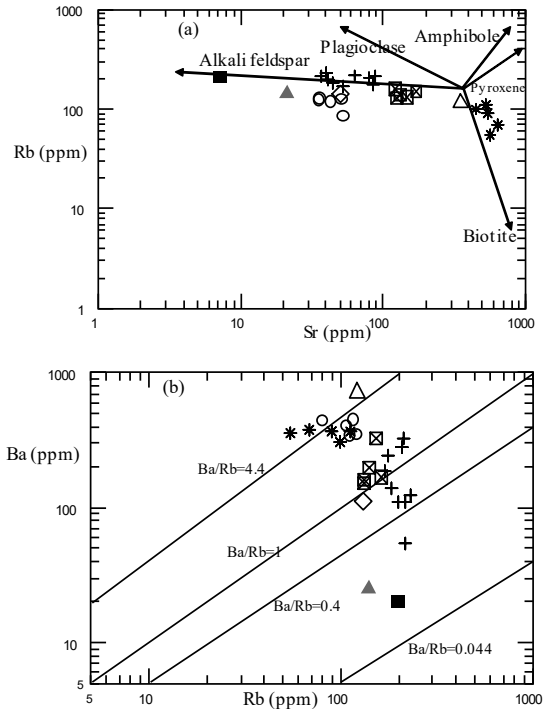


Рис. 2.11. Схемы петрогенеза изученных интрузивных пород:

а) диаграмма Sr – Rb для исследованных образцов. б) диаграмма Ba-Rb (Mason, 1966).

Обозначения см. на рис. 2.1.

Пробы микрогранитов, в основном, расположены близко к линии 1, в то время как пробы двуслюдяных гранитов расположены между 0.4 и 1, что указывает на обогащение Ва и/или обеднение Rb. Граниты Гаттар и бостониты Атшан располагаются между 0.4 и 0.44, а микрограниты Рас Абда и долериты выступа Бас Драа около 1 и 0.44 Ва/Rb, соответственно.

Температуры кристаллизации исследуемых образцов можно получить из оценок насыщения (Watson and Harrison, 1983). Эта оценка основана на модели температуры насыщения циркона с использованием концентрации Zr в гранитах (рис. 2.12). Температуры, вероятно, представляют начальную температуру расплава.

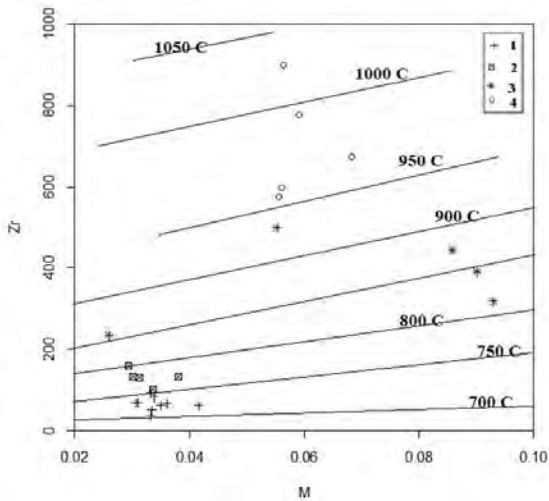


Рис. 2.12. Бинарная диаграмма Zr (ppm) - $M = (Na+K+2Ca)/(Al \times Si)$ (Watson and Harrison, 1983). 1-двуслюдяной гранит; 2-микрогранит; 3-долерит; 4- бостонит.

Температура кристаллизации двуслюдяного гранита колеблется от 700 до 750 ° C. для микрогранита температура колеблется от 750 до 800 ° C. Температура долерит колеблется от 800 до 900 ° C. Температура бостонита колеблется от 950 до 1020 ° C.

Выявлены следующие генетические особенности интрузивных пород исследуемого района.

Двуслюдяные граниты микрограниты и бостониты принадлежат известково-щелочной серии, а долериты относятся к толеитовой серии. Изученные пробы двуслюдяных гранитов, микрогранитов и долеритов находятся в поле мета- и/или перглиноземистых пород, а

бостониты оказываются в поле перщелочных пород

Изученные двуслюдяные граниты и микрограниты находятся в поле пост-коллизийных гранитов а долериты и бостониты попадают в поле внутриплитного режима.

Двуслюдяные граниты, микрограниты и бостониты Эль Села образуют вариационные тренды со щелочным полевым шпатом. С другой стороны, долериты оказываются на границе между трендами пироксена и биотита. Температура кристаллизации двуслюдяного гранита достигает 750°C, микрогранита - 800°C, долерита - 900°C, бостонита - 1020°C.

Глава 3. Геохимические особенности минералов

Интрузивные породы содержат широкий спектр аксессуарных минералов, геохимические особенности которых несут важную информацию о генезисе пород и возможной рудоносности.

Химический состав минералов исследовался в ресурсном центре “Геомодель” Санкт-Петербургского университета с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оснащенного энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max 20. Ускоряющее напряжение электронного пучка составляло 20 кВ, а ток-1 нА. Время получения рентгеновского снимка составило 20 секунд. Минералы урана, тория и другие аксессуарные минералы различных интрузивных пород приведены в таблице 3.1.

Таблица 3.1. Минералы урана, тория и другие аксессуарные минералы различных интрузивных пород области Эль Села.

Минералы	Двуслюдяной гранит	Микрогранит	Долерит	Бостонит	Яшмоид
Первичные минералы урана и тория	Торит, Ураноторит Брокит Ауерлит	Коффинит	Коффинит Уранинит	Коффинит	Настуран Коффинит
Вторичные минералы урана	-	Аутенит Казолит	Аутенит	-	Уранофан Аутенит
Другие аксессуарные минералы	Циркон Монацит Бастнезит Ксенотим Барит Сфен Рутил Пирит Сфалерит Галенит Ag_{сам} Ni_{сам}	Циркон Монацит Барит Пирит Халькопирит Арсенопирит Сфалерит Галенит Au_{сам} Ni_{сам} Fe_{сам} Cu_{сам}	Циркон Монацит Барит Пирит Халькопирит Арсенопирит Сфалерит Галенит	Циркон Монацит Бастнезит Рутил	Гематит Магнетит Пирит

Примечание: Жирным шрифтом выделены минералы, обнаруженные впервые.

Как видно из (таб. 3.1), в интрузивных породах имеются первичные минералы урана и тория, а также вторичные минералы урана. Наличие минералов тория характерно для двуслюдяных гранитов, наиболее распространенным среди которых является торит. Другие типы интрузивных пород характеризуются наличием коффинита.

Кроме того, во всех типах интрузивных пород выявлен широкий спектр других аксессуарных минералов.

В рамках исследования впервые были обнаружены следующие минералы. В двуслюдяных гранитах впервые обнаружен ауерлит, Брокити самородное серебро. В микрогранитах - коффинит, казолит, самородное золото, самородный никель, самородное железо и самородная медь. В долерите выявлены коффинит и уранинит. В бостоните зафиксированы впервые коффинит, циркон, монацит, бастнезит и рутил. В яшмоидах обнаружены настуран и коффинит.

3.1. Химизм минералов урана и тория

Минералы, которые кристаллизуются из магмы, называются первичными. Вторичные минералы образуются в результате последующих геологических процессов, таких как гидротермальные изменения и процессы выветривания. Вторичные минералы урана могут присутствовать в интерстициях, на границах зерен и в микротрещинах или накапливаться в новообразованных минералах.

3.1.1. Первичные минералы урана и тория

Существует четыре минерала тория, которые обнаружены в двуслюдяных гранитах: торит, ураноторит, брокит и ауерлит.

Торит

Торит один из самых распространенных минералов, относится к силикатам тория и широко распространен в двуслюдяных гранитах. Он присутствует в виде кристаллов неправильной формы, отдельных зерен размером до 50 мкм. Он образует сростки с цирконом и обнаруживается в виде включений в цирконе. Можно встретить этот минерал в виде небольших, призматических кристаллов с пирамидальными формами выделений. Торит также может быть окружен оксидами железа (рис. 3.1, 3.2). Химический состав торита из двуслюдяного гранита показан в таблице 3.2.

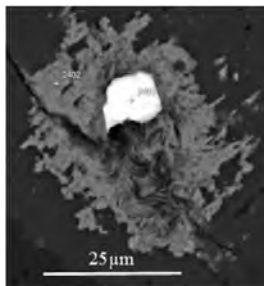


Рис. 3.1. СЭМ изображение торита, окруженного гематитом в двуслюдяном граните.

Таблица 3.2. Химический состав торита из двуслюдяного гранита, вес%.

Оксиды	Номера точек анализа			
	2400	2401	2403	2404
ThO ₂	71	67.3	73.1	66.7
SiO ₂	14.7	12.2	16.6	12.6
UO ₂	5.4	1.03	2.72	2.76
Y ₂ O ₃	2.3	3.83	1.06	3.63
Ce ₂ O ₃	0.35	-	0.45	-
Nd ₂ O ₃	-	0.17	-	0.17
Sm ₂ O ₃	-	0.26	-	-
Gd ₂ O ₃	-	0.15	-	-
Dy ₂ O ₃	-	0.27	-	-
P ₂ O ₅	1.9	6.41	1.03	6.45
CaO	1.8	2.99	1.06	2.32
Fe ₂ O ₃	1.59	4.1	1.53	2.41
PbO	-	-	1.47	0.92
Al ₂ O ₃	0.18	0.41	0.47	0.65
ZrO ₂	0.65	1.1	0.85	1.2
Total	100	100	100	99.8
Химическая формула базируется на 4-х атомах кислорода				
Th	0.86	0.75	0.88	0.75
Si	0.79	0.59	0.87	0.62
U	0.06	0.01	0.03	0.03
Y	0.06	0.1	0.03	0.1
Ce	0.01	-	0.01	-
P	0.09	0.26	0.05	0.27
Ca	0.1	0.16	0.06	0.12
Fe	0.06	0.15	0.06	0.09
Pb	-	-	0.02	0.01
Al	0.01	0.02	0.03	0.04
Zr	0.02	0.03	0.02	0.03
Сумма	2.06	2.07	2.06	2.06

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Химический состав торита показывает, что содержание ThO_2 меняется от 66.7 до 73.17 wt%; UO_2 - от 1.03 до 5.44 wt%; SiO_2 - от 12.19 до 16.59 wt%; Y_2O_3 в среднем составляет 2.71 wt. %). В торите присутствует небольшая примесь CaO , P_2O_5 , REE, Al_2O_3 and Fe_2O_3 . В торите не обнаружены микровключения минералов урана, на основании чего делается заключение о его вхождении в виде изоморфной примеси. Химическая формула торита имеет следующий вид: $(\text{Th}_{0.81} \text{U}_{0.03} \text{Y}_{0.07} \text{Ce}_{0.01} \text{Ca}_{0.11} \text{Fe}_{0.09} \text{Pb}_{0.01} \text{Zr}_{0.02}) (\text{Si}_{0.7} \text{P}_{0.16} \text{Al}_{0.02}) \text{O}_4$. Для кристаллов торита характерна зональность, что иллюстрируется на рисунке 3.2, а состав зональных кристаллов приведен в таблице 3.3.

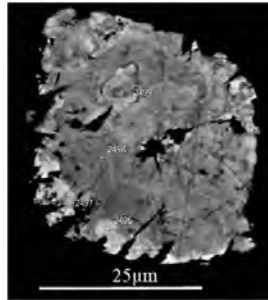


Рис. 3.2. СЭМ изображение зонального кристалла циркона из двуслюдяного гранита.

Таблица 3.3. Химический состав зонального торита из двуслюдяного гранита, вес%.

Оксиды	Периферия		Центр	
	2496	2497	2498	2499
ThO_2	71.3	70.1	65.9	64.7
SiO_2	14.9	14.4	16.3	16.9
UO_2	3.4	4.1	4.9	5.9
Y_2O_3	2.63	2.83	4.38	3.94
P_2O_5	2.15	2.93	4.15	3.9
CaO	2.77	3.01	2.64	2.71
Fe_2O_3	2.1	1.5	0.87	1.04
PbO_2	0.48	0.5	0.6	0.74
Сумма	99.7	99.3	99.7	99.8
Химическая формула базируется на 4-х атомах кислорода				
Th	0.86	0.84	0.74	0.74
Si	0.79	0.76	0.8	0.8
U	0.04	0.05	0.05	0.05
Y	0.07	0.08	0.12	0.12
P	0.1	0.13	0.17	0.17
Ca	0.16	0.17	0.14	0.14
Fe	0.08	0.06	0.03	0.03
Pb	0.01	0.01	0.01	0.01
Сумма	2.1	2.09	2.07	2.07

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Как видно из таблицы в центре кристалла накапливаются SiO_2 , UO_2 , P_2O_5 , Y_2O_3 , PbO_2 , а периферическая зона обогащена ThO_2 , CaO and Fe_2O_3 .

Брокит

Брокит является минералом фосфата кальция и тория, который был обнаружен только в двуслюдяном граните. Он представлен кристаллами неправильной формы размером от 10 до 30 мкм.

Химический состав брокита показан в таблице 3.4, из которой следует, что количество ThO_2 меняется от 44.3 до 51.17 вес%, P_2O_5 - от 22.05 до 25.09 вес%, CaO - от 11.12 до 12.9 вес%, SiO_2 - от 3.32 до 6.05 ppm. Кроме того в этом минерале обнаружены примеси Na_2O , Al_2O_3 , PbO , ZrO_2 and Nd_2O_3 . Химическая формула брокита имеет следующий вид $[(\text{Th}_{0.45} \text{Ca}_{0.52} \text{Zr}_{0.03} \text{Pb}_{0.02} \text{Nd}_{0.02}) (\text{Si}_{0.2} \text{P}_{0.82} \text{Al}_{0.02}) \text{O}_4]$.

Ауерлит присутствует как аксессуарный минерал в двуслюдяном граните. СЭМ изображение показывает, что ауерлит присутствует совместно с кристаллами циркона и ксенотима (рис. 3.3). Химический состав ауерлита представлен в таблице 3.4.

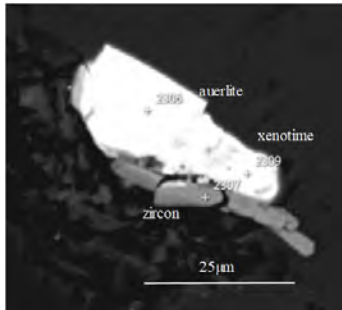


Рис. 3.3. СЭМ изображение ауерлита в ассоциации с ксенотимом и цирконом в двуслюдяном граните.

Таблица 3.4. Химический состав брокита и ауерлита двуслояного гранита, вес%.

Оксиды	Брокит				Ауерлит				
	2506	2507	2508	2511	2298	2306	2814	2820	
ThO ₂	48.9	51.2	45.9	44.3	58.2	59.2	58.6	57.3	58.6
SiO ₂	4.3	3.32	6.05	5.09	10.7	10.2	11.2	11.5	10.5
Y ₂ O ₃	0.98	-	-	-	3.45	3.53	2.95	3.77	3.33
Ce ₂ O ₃	-	0.63	-	-	-	-	0.39	-	-
Nd ₂ O ₃	1.69	1.66	1.59	1.26	0.91	1.07	1.62	-	-
P ₂ O ₅	22.1	24.0	25.1	22.8	10.9	10.9	10.5	9.8	10.4
CaO	11.5	11.9	12.9	11.1	7.6	8.56	7.07	6.17	7.04
PbO	-	-	3.26	2.87	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	1.47	-	-	-	0.6	-	0.53
ZrO ₂	1.46	1.5	1.85	1.36	4.34	2.86	3.07	3.88	4.42
Сумма	90.9	94.2	98.2	88.8	96.1	96.3	96.0	92.5	94.8
Химическая формула базируется на 4-х атомах кислорода (apfu)									
Th	0.48	0.48	0.39	0.43	0.61	0.63	0.62	0.63	0.63
Si	0.19	0.14	0.23	0.22	0.49	0.48	0.52	0.55	0.49
Y	0.02	-	-	-	0.08	0.09	0.07	0.1	0.08
Ce	-	0.01	-	-	-	-	0.01	-	-
Nd	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	-	-
P	0.8	0.85	0.8	0.83	0.43	0.43	0.41	0.4	0.41
Ca	0.53	0.53	0.52	0.51	0.38	0.43	0.35	0.32	0.35
Pb	-	-	0.03	0.03	-	-	-	-	-
Al	-	-	0.07	-	-	-	0.03	-	0.03
Zr	0.03	0.03	0.03	0.03	0.1	0.07	0.07	0.09	0.1
Сумма	2.08	2.06	2.1	2.07	2.11	2.13	2.11	2.08	2.1

Примечание: - ниже предела обнаружения.

Химическая формула имеет следующий вид [(Th_{0.62} Ca_{0.37} Zr_{0.09} Y_{0.08} Nd_{0.01}) (Si_{0.08} P_{0.42} Al_{0.01}) O₄]. Ауерлит характеризуется высоким содержанием ThO₂ от 57.33 до 59.17 вес% и SiO₂ - от 10.2 до 11.53 вес%. Содержание P₂O₅ меняется от 9.83 до 10.93. Количество CaO составляет от 6.17 до 8.56 вес% и Nd₂O₃ - от 0.91 до 1.62 вес%. Содержание ZrO₂ меняется в пределах от 2.86 до 4.42 вес%, а Y₂O₃ - от 2.95 до 3.77 вес%.

Ураноторит

Ураноторит представлен в виде зерен размером до 20 мкм, но чаще более мелкими кристаллами. Он встречается в виде отдельных мелких кристаллов, а также часто кристаллы примыкают к периферии кристаллов циркона. Часто он образует сростки с кристаллами биотита и альбита. Изображения кристаллов приведены на рисунках 3.4 и 3.5. Химический состав показан в таблице 3.5.

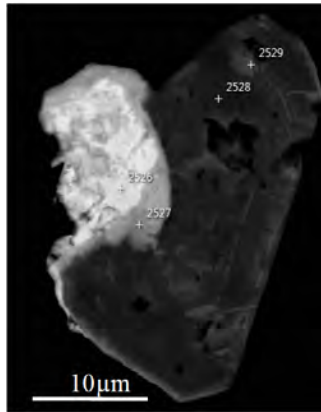


Рис. 3.4. СЭМ изображение ураноторита и циркона из двуслюдяного гранита.

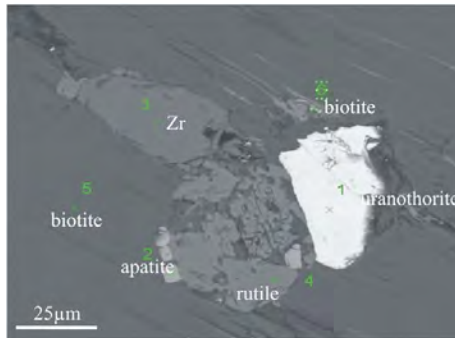


Рис. 3.5. СЭМ изображение торита и других акцессорных минералов двуслюдяного гранита.

Таблица 3.5. Химический состав ураноторита из двуслюдяного гранита, вес%.

Оксиды	Ураноторит, точки анализа						
	2526	1	2309	2311	2312	2720	2725
ThO ₂	61.5	61.2	59.9	63.5	62.6	63.5	62.6
SiO ₂	17.2	14.4	14.1	14.0	14.2	18.6	18.6
UO ₂	8.29	9.03	8.33	9.63	7.96	10.4	9.49
CaO	0.71	-	1.37	-	1.23	-	-
PbO	2.08	0.78	0.4	-	-	3.49	2.81
ZrO ₂	2.20	1.45	1.25	2.12	1.76	1.65	1.85
Сумма	91.9	86.9	85.4	89.3	87.8	97.6	95.3
Химическая формула базируется на 4 атома кислорода							
Th	0.80	0.89	0.88	0.91	0.90	0.79	0.79
Si	0.99	0.93	0.91	0.89	0.90	1.01	1.03
U	0.11	0.13	0.12	0.14	0.11	0.13	0.12
Ca	0.04	-	0.09	-	0.08	-	-
Pb	0.03	0.01	0.01	-	-	0.05	0.04
Zr	0.06	0.05	0.04	0.07	0.05	0.04	0.05
Сумма	2.04	2.01	2.05	2.00	2.04	2.03	2.02

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Химические анализы ураноторита показали, что содержание ThO₂ находится в интервале от 59.97 до 63.54 вес% ; UO₂ - от 7.96 до 10.43 вес%. Содержание SiO₂ меняется от 14.01 до 18.59 вес%. Количества CaO и PbO в составе ураноторита невысоки. Химическая формула среднего состава следующая (Th_{0.85} U_{0.12} Ca_{0.07} Zr_{0.05} Pb_{0.03})(Si_{0.95} O₄).

Химический состав торита или ураноторита двуслюдяного гранита исследуемой области был сравнен составом торита из других урановорудных районов Египта и России (табл.3.6).

Таблица 3.6. Химический состав торита из гранитов Египта и России.

Оксиды	Настоящая работа (n=77)	El Ghadir область, Египет (n=1) Raslan and El Feky, 2012	Rei El Garrah область, Египет (n=1) El Mezayen et al., 2017	Туньяр, Россия (n=3) Ерохин и др., 2013
ThO ₂	69.5	51.2	68	64.6
SiO ₂	14	28.6	9.1	18.4
UO ₂	3	7.6	10.7	12.4
Y ₂ O ₃	2.7	5	2.7	1.9
Ce ₂ O ₃	0.4	5.6	-	0.16
Nd ₂ O ₃	0.2	-	-	0.07
Sm ₂ O ₃	0.3	-	-	-
Gd ₂ O ₃	0.2	-	-	-
Dy ₂ O ₃	0.3	-	-	-
Yb ₂ O ₃	-	-	0.4	-
P ₂ O ₅	3.9	-	-	0.5
CaO	2	-	2.2	1.6
Fe ₂ O ₃	2.4	3.0	3.7	-
PbO	1.2	-	-	-
Al ₂ O ₃	0.4	-	-	-
ZrO ₂	1	-	-	-
Total	100	100	100	99.6

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Наиболее высокие содержания ThO₂, P₂O₅ обнаружены в торите исследуемой области. Содержания Y₂O₃ наиболее высоки в области El Ghadir, а значения этого оксида имеют схожее значение в области Rei El Garrah и исследуемой области. Sm₂O₃, Gd₂O₃, Dy₂O₃, PbO, Al₂O₃, ZrO₂ обнаружены только в торите исследуемой области. Yb₂O₃ присутствует в торите области Rei El Garrah

Коффинит

Коффинит присутствует в дайках микрогранита, долерита, бостонита и яшмоида и был обнаружен в этих породах впервые. Обычно коффинит присутствует в породах совместно с хлоритом и пиритом.

Микрорентгеноспектральный анализ показывает что химический состав коффинита по содержанию UO₂ следующий: 71.4, 70.1, 72.7 и 71,6 масс.%, соответственно, в микрограните, долерите, бостоните и яшмоиде. Содержание SiO₂ варьирует в следующих пределах (22.1, 20.2, 18.2 масс.%) в микрограните, долерите и бостоните, соответственно. Наибольшее содержание SiO₂ зафиксировано в яшмоиде (26,8 масс.%). Среди других примесей отмечены

Y_2O_3 , P_2O_5 , Al_2O_3 и CaO (табл 3.7). В бостоните коффинит содержит минимальное количество SiO_2 и высокие значения CaO , P_2O_5 и Y_2O_3 по сравнению с другими породами.

Таблица 3.7. Химический состав коффинита области Эль Села, вес%.

Оксид	Микрогранит		Долерит		Бостонит		Яшмоид	
	Точки анализа							
	1673	1683	1242	1796	1267	1269	1235	1277
UO_2	71.6	71.2	70.0	70.2	72.8	72.7	72.4	70.8
SiO_2	21.9	22.3	20.3	20.20	18.2	18.2	26.3	27.4
Al_2O_3	1.10	0.40	2.40	2.35	1.30	1.25	-	-
CaO	0.50	0.50	0.60	0.62	0.90	1.00	0.40	0.40
P_2O_5	1.40	-	3.60	3.45	2.50	2.60	0.90	0.70
Fe_2O_3	-	2.10	-	-	-	-	-	0.70
Y_2O_3	3.35	3.45	3.00	2.92	4.50	4.35	-	-
Сумма	99.9	100	99.9	99.7	100	100	100	100
Химическая формула базируется на 4 атома кислорода (apfu).								
U	0.76	0.77	0.72	0.73	0.80	0.80	0.74	0.71
Si	1.05	1.08	0.94	0.94	0.90	0.90	1.21	1.23
Al	0.06	0.02	0.13	0.13	0.08	0.07	-	-
Ca	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.02	0.02
P	0.06	-	0.14	0.14	0.10	0.11	0.03	0.03
Fe	-	0.11	-	-	-	-	-	0.04
Y	0.09	0.09	0.07	0.07	0.12	0.11	-	-
Сумма	2.04	2.10	2.03	2.03	2.05	2.05	2.00	2.02

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Уранинит

Уранинит является широко распространенным минералом долеритов. Он образует идиоморфные кристаллы и сростки, волокнистые и тонкопластинчатые кристаллы размером до 20 мкм в измененных долеритах (рис. 3.6).

Химический состав волокнистых и пластинчатых кристаллов представлен в таблице 3.8. Первичные урановые минералы, такие как уранинит, могут быть хорошим источником для обогащения урана и образования вторичных U-х месторождений. Эти первичные минералы содержат уран в виде U^{+4} , который стабилен в восстановительной среде.

В окислительных условиях, он будет преобразован в U^{+6} который стабилизирован в окисленной среде и легко мигрирует в этих условиях. Уранинит обычно изменяется в гипергенных условиях, преобразуясь в аутилит.

Химический состав уранинита представлен в таблице 3.9. Как следует из данных таблицы UO_2 меняется от 75.3 до 80.8 вес%. ThO_2 не зафиксирован в составе уранинита, в то время как CaO и P_2O_5 присутствуют в его составе. Ряд исследователей считают, что уранинит

имеет гидротермальный генезис. Растворы могли циркулировать по зонам разломов С-СЗ –Ю-ЮВ (Mann, Deutscher, 1980).

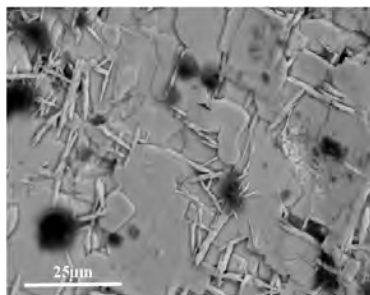


Рис. 3.6. Сэм изображение пластинчатых и фиброидных кристаллов уранинита в долерите области Эль Села.

Таблица 3.8. Химический состав пластинчатых и фиброидных кристаллов уранинита в долерите области Эль Села, вес%.

Оксиды	Точка 2061 пластинчатый кристалл	Точка 2062 фиброидный кристалл
UO ₂	86.2	81.3
SiO ₂	3.3	4
Al ₂ O ₃	0.9	1.5
CaO	2	3.9
P ₂ O ₅	2.9	1.7
Fe ₂ O ₃	-	0.5
SrO	-	1.8
Сумма	95.3	94.6
Химическая формула базируется на 4-х атомах кислорода (apfu)		
U	0.70	0.64
Si	0.12	0.14
Al	0.04	0.06
Ca	0.08	0.15
P	0.09	0.05
Fe	-	0.01
Sr	-	0.04
Сумма	1.03	1.10

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Согласно данным таблицы 3.8, содержание UO₂ и P₂O₅ в пластинчатых кристаллах уранинита выше, чем в фиброидных. В тоже время содержания SiO₂, CaO, Al₂O₃ выше в фиброидных кристаллах этого минерала.

Настуран

Настуран встречается обычно в виде небольших колломорфных и мелкозернистых выделений в яшмоидах. Химический состав уранинита показан в таблице 3.9. Содержание UO_2 меняется в интервале от 79.5 до 82.9 вес%, SiO_2 - от 5.6 до 11.1 вес%. В небольших количествах присутствует CaO (до 1.10 вес%), Y_2O_5 (до 0.90 вес%), PbO (до 2.7 вес%), P_2O_5 (до 1.3 вес%). Присутствие Fe_2O_3 зафиксировано в некоторых образцах в количестве от 0.70 до 0.90 вес%.

Таблица 3.9. Химический состав уранинита и настуран в долерите и яшмоиде области Эль Села, вес.%

Оксиды	Уранинит						Настуран					
	Долерит						Яшмоид					
	2700	2701	2812	2813	2820	2825	5607	5613	5652	2660	2703	2710
UO_2	80.8	75.3	78.0	78.3	79.3	78.9	82.9	81.5	79.5	82.3	81.6	79.8
SiO_2	2.20	2.00	2.10	1.50	2.30	3.00	5.60	8.90	6.40	10.5	9.20	11.1
Al_2O_3	1.40	0.80	1.00	0.5	0.90	1.50	0.50	-	-	-	-	0.60
CaO	2.30	1.30	2.00	2.5	2.00	3.50	0.90	0.80	0.80	0.60	0.70	1.10
P_2O_5	2.50	5.50	4.00	4.10	4.30	1.70	0.40	0.80	0.50	0.60	-	1.30
Fe_2O_3	2.30	0.40	-	-	-	0.50	-	0.90	0.70	0.90	-	-
Y_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.90
PbO	2.15	2.55	2.30	2.20	1.30	1.60	2.70	-	-	-	-	2.10
Сумма	93.7	87.9	89.4	89.1	90.1	90.7	93.0	92.9	87.9	94.9	91.5	96.9
Химическая формула базируется на 2-х атомах кислорода (apfu)												
U	0.67	0.63	0.67	0.69	0.66	0.67	0.72	0.63	0.7	0.6	0.65	0.55
Si	0.08	0.08	0.08	0.06	0.09	0.12	0.22	0.31	0.25	0.35	0.33	0.35
Al	0.06	0.04	0.05	0.02	0.04	0.07	0.02	-	-	-	-	0.02
Pb	-	0.1	0.1	0.1	-	-	0.06	-	-	-	-	0.04
Сумма	1.9	1	1.1	1.1	1	1.1	1.06	1.01	1.02	1.01	1.01	1.06

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Содержание SiO_2 и UO_2 в урановой смолке выше, чем у уранинита, а уранинит имеет более высокие значения примесей Al_2O_3 , CaO , P_2O_5 , Fe_2O_3 по сравнению с настуран.

Средний состав настуран был сравнен с составом этого минерала из района El Missikat в Египте как показано в таблице 3.10.

Таблица 3.10. Химический состав настурана из яшмоидов изученной области и области El Missikat (Египет), вес. %.

Оксиды	Область Эль Села (n=20)	El Missikat area (n=3) El Kammar, 1997
UO ₂	81.2	81.1
SiO ₂	8.62	5.2
Al ₂ O ₃	0.55	-
CaO	0.82	2
P ₂ O ₅	0.72	-
Fe ₂ O ₃	0.83	3.4
Y ₂ O ₃	0.9	-
PbO	2.4	1.5
La ₂ O ₃	0.04	-
Ce ₂ O ₃	0.05	-

Примечание: - ниже порога обнаружения.

SiO₂ и PbO в настуран исследуемой области выше, чем в яшмоидах области El Missikat, но содержания CaO и Fe₂O₃ - ниже. Примеси P₂O₅ и Y₂O₃ встречаются только в настуране яшмы исследуемой области.

Janeczek and Ewing (1992) отметили, что уранинит и настуран могут быть изменены и быть замещены коффинитом. Совместно с коффинитом может наблюдаться ассоциация сульфидов, таких как пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, А также присутствовать самородные формы золота, серебра, никеля и железа.

Таким образом, в нашей области мы установили и исследовали химический состав первичных минералов тория и урана: торит, ураноторит, ауерлит, брокит и уранинит. Эти минералы могут быть источником вторичных урановых минералов.

3.1.2. Вторичные минералы урана

Появление вторичной урановой минерализации контролируется зонами сдвига В-СВ – З-ЮЗ и С-СВ - Ю-ЮВ, в которых фиксируется влияние флюидов на горные породы. Все авторы единодушно сходятся во мнении о важной роли сдвиговых зон в формировании вторичной урановой минерализации. Однако детальных минералогических исследований до сих пор не было сделано. Появление вторичной урановой минерализации связано с дайковым комплексом пород, таких как микрограниты, долериты, бостониты и яшмоиды, которые секут двуслюдяные граниты. Исследования показали, что наиболее распространенными вторичными минералами урана являются ауентит, уранофан и казолит.

Аутенит

Аутенит представлен в микрограните, долерите и яшмоиде. Он представлен в основном в виде рассеянных зерен, заполняющих полости, неоднородности и трещины пород. Доминирующими кристаллическими формами являются пластинчатые и игольчатые кристаллы веерообразной формы (рис. 3.7). Химический состав аутенита показан в таблице 3.11.

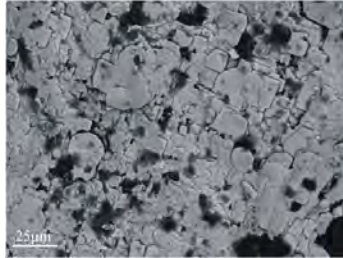


Рис. 3.7. СЭМ изображение пластинчатых кристаллов аутенита в долерите области Эль Села.

Таблица 3.11. Химический состав аутенита из микрогранита, долерита и яшмоида области Эль Села, вес%. Примечание: - ниже порога обнаружения.

Оксиды/точки анализа	Микрогранит			Долерит			Яшмоид		
	5574	5577	5589	2060	2033	2040	22	64	70
UO ₃	66.3	65	66.7	68.5	67.3	68.2	66.5	65.7	66.2
SiO ₂	3.2	2.3	2.9	3.1	3.2	3.8	4.3	4.4	5.21
CaO	5.5	4.3	4.7	5.4	5.9	6.8	7.5	8.3	7.78
P ₂ O ₅	16.4	16.6	16.9	17.5	18.7	18.8	15.4	17.3	16.2
Na ₂ O	0.15	0.16	0.25	0.27	0.3	0.17	-	-	-
K ₂ O	3.2	4	2.1	1.8	3	2.1	-	-	-
Сумма	94.7	92.3	93.5	96.5	98.4	99.9	93.7	95.7	95.4
Химическая формула базируется на 12-ти атомах кислорода									
U	1.84	1.86	1.86	1.84	1.75	1.73	1.84	1.73	1.76
Si	0.42	0.31	0.39	0.4	0.4	0.46	0.57	0.55	0.66
Ca	0.78	0.63	0.67	0.74	0.78	0.88	1.06	1.11	1.05
P	1.83	1.92	1.9	1.9	1.96	1.93	1.72	1.84	1.74
Na	0.04	0.04	0.06	0.07	0.07	0.04	-	-	-
K	0.54	0.7	0.36	0.29	0.47	0.32	-	-	-
Сумма	5.45	5.46	5.24	5.25	5.44	5.37	5.2	5.2	5.2

Исследования показали, что количество UO₃ в аутените микрогранита меняется от 65.0 до 66.7 вес% ; P₂O₅ - от 16.4 до 16.9 вес%; SiO₂ - от 2.3 до 3.2 вес% и CaO - от 4.30 до 5.50 вес%.

Аутенит в долерите содержит UO_3 от 67.3 до 68.4 вес%; P_2O_5 - от 17.5 до 18.8 вес%; CaO - от 5.4 до 6.8 вес% и SiO_2 - от 3.1 до 3.8 вес%. K_2O и Na_2O присутствуют в виде примесей. Химические анализы аутенита из яшмоида характеризуются более высокими значениями SiO_2 и CaO , чем в микрограните и долерите. Na_2O и K_2O не обнаружены в аутените яшмоида. Содержания UO_3 сходны в микрограните, долерите и яшме.

Уранофан

Уранофан охарактеризуется лимонно- желтым цветом в яшмоиде и хорошо виден на макроуровне. Он заполняет трещины и дефекты породы и составляет до 1 об % яшмоида.

Химический состав уранофана представлен в таблице 3.12. Уранофан состоит из UO_3 - от 72.7 до 73.7 вес% , SiO_2 - от 15.1 до 18. 8 вес% и CaO - от 6.16 до 7.62 вес% и небольшого количества P_2O_5 , Al_2O_3 и Na_2O присутствуют в небольших количествах в виде примесей.

Abdel-Meguid с соавторами (2003) отметил, что появление уранофана в породе приурочено к зонам сдвига и его связь с гидротермальными изменениями могут свидетельствовать о его гидротермальном происхождении. По мнению авторов отсутствие четких граней кристаллов изученного уранофана указывает на то, что он не осаждался из циркулирующих подземных вод (Osmond et al., 1999).

Второй тип уранофана обнаружен в яшмоиде и отличается от первого типа высоким содержанием железа. В его составе присутствует UO_3 в количестве от 29.4 до 51.4 вес%, Fe_2O_3 - от 19.2 до 40.0 вес%, SiO_2 - от 8.6 до 11.6 вес%, P_2O_5 - от 1.2 до 5.3 вес% и CaO - от 2.3 до 4.1 вес%.

Таблица 3.12. Химический состав уранофана и железистого уранофана из яшмоидов области Эль Села, вес%.

Оксиды	Уранофан			Fe-уранофан		
	Точки анализа					
	5631	5651	5654	5601	5603	5598
UO ₃	72.7	73.5	73.7	45	51.4	29.4
SiO ₂	15.1	18.8	17.1	11.6	11.2	8.6
Al ₂ O ₃	-	-	0.74	0.5	0.9	1.8
CaO	6.16	7.62	6.23	3.6	4.1	2.3
P ₂ O ₅	0.89	0.57	-	5.3	5.3	1.2
Na ₂ O	-	0.15	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	23.1	19.2	40
Сумма	94.8	101	97.8	89.1	92.1	83.3
Химическая формула базируется на 6-ти атомах кислорода (apfu)						
U	1.27	1.16	1.22	0.71	0.81	0.49
Si	1.25	1.41	1.35	0.87	0.84	0.68
Al	-	-	0.07	0.04	0.08	0.17
Ca	0.55	0.61	0.53	0.29	0.33	0.19
P	0.06	0.04	-	0.34	0.34	0.08
Na	-	0.02	-	0	0	0
Fe	-	-	-	1.11	0.93	2.03
Сумма	3.12	3.23	3.17	3.36	3.31	3.63

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Полости и пустоты, оставшиеся после растворения сульфидов заполняются вторичными минералами аутонитом и уранофаном.

Казолит

Казолит присутствует только только в микрогранитах. Он обычно образует желтых игловидные кристаллы, которые заполняют микро трещиноватость и межзерновое пространство. Размер кристаллов мал и колеблется от 2 до 25 мкм. Иногда кристаллы

проявляют зональность. Химический состав казолита из микрогранита показан в таблицах 3.13 и 3.14.

Таблица 3.13. Химический состав тонких кристаллов казолита из микрогранитов области Эль Села, вес%

Оксиды	Точки анализов		
	2216	2227	2333
UO ₃	40.2	42.2	44.8
SiO ₂	9.47	15.6	15.6
Al ₂ O ₃	3.42	2.14	-
P ₂ O ₅	0.87	1.24	-
PbO	35.8	32.1	35.3
Na ₂ O	0.18	0.18	0.17
K ₂ O	1.27	1.22	1.2
Fe ₂ O ₃	3.1	4.69	-
Сумма	94.4	99.4	97.1
Химическая формула базируется на 4-х атомах кислорода (apfu)			
U	0.76	0.67	0.81
Si	0.86	1.18	1.34
Al	0.36	0.19	-
P	0.07	0.08	-
Pb	0.87	0.66	0.82
Na	0.03	0.03	0.03
K	0.15	0.12	0.13
Fe	0.21	0.27	-
Сумма	3.32	3.2	3.12

Таблица 3.14 Химический состав зональных кристаллов казолита
из микрогранита области Эль Села, вес%

Оксиды	Периферия	Центр	Периферия	Центр	Периферия	Центр
	2224	2221	2225	2222	2226	2220
UO ₃	43.5	45.9	42.5	41.7	41	42.1
SiO ₂	16	8.3	9.52	8.1	15.6	10.1
Al ₂ O ₃	1.85	1.3	2.42	1.38	1.95	1.1
P ₂ O ₅	1.42	2.41	1.19	2.6	1.28	2.7
PbO	33.4	39.4	38.5	39.7	32.8	38.9
Na ₂ O	0.15	0.13	0.17	0.12	-	0.2
K ₂ O	-	0.34	1.23	0.44	1.14	0.9
Fe ₂ O ₃	2.93	1.27	4.62	3.42	5.76	1.3
Сумма	99.3	99.1	100	97.5	99.5	97.3
Химическая формула базируется на 4-х атомах кислорода (apfu)						
U	0.7	0.89	0.77	0.8	0.65	0.7
Si	1.23	0.76	0.83	0.74	1.18	0.9
Al	0.17	0.14	0.25	0.15	0.17	0.1
P	0.09	0.19	0.09	0.2	0.08	0.2
Pb	0.69	0.97	0.9	0.98	0.67	0.9
Na	0.02	0.02	0.03	0.02	-	0.04
K	-	0.04	0.14	0.05	0.11	0.1
Fe	0.17	0.09	0.3	0.24	0.33	0.09
Сумма	3.07	3.1	3.3	3.19	3.2	3.03

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Химический состав казолита свидетельствует о том, что содержание UO₃ меняется от 40.2 до 45.9 вес%; PbO - от 32.80 до 39.4 вес %; SiO₂ - от 8.10 до 16.00 вес %. В казолите обнаружены небольшие примеси P₂O₅, Fe₂O₃, Al₂O₃, K₂O и Na₂O. Что касается зональных кристаллов, то содержания UO₃, PbO и P₂O₅ выше в центре, чем на периферии зерен.

3.2. Акцессорные минералы интрузивных пород

3.2.1. Циркон

Циркон является одним из широко распространенных и важных акцессорных минералов, присутствующим во всех типах интрузивных пород. Это один из важных минералогических индикаторов и может быть хорошим источником информации об условиях формирования пород. Он также может быть использован в качестве геотермометра.

Морфологически выделяется несколько разновидностей циркона в различных типах пород. В двуслюдяном граните присутствуют преимущественно идиоморфные крупнозернистые кристаллы с хорошо проявленной зональностью (рис. 3.8) и мелкозернистые

выделения без признаков зональности. Циркон микрогранитов имеет неправильные формы без зон роста. Нерегулярные формы некоторых зерен циркона можно объяснить их ростом, сопровождающимся коррозией и взаимодействием с остаточными расплавами. Идиоморфные формы циркона указывают на кристаллизацию при благоприятных и стабильных условиях. Большое сходство как в морфологии, так и в структурных элементах большинства зерен циркона указывает на кристаллизацию из одной и той же магмы. Некоторые исследования (Pupin, 1980; Vavra, 1990; Alekseev et al., 2014; Skublov, 2016) связывают кристаллическую форму циркона с химическим составом магмы, из которой он кристаллизовался.

Изученные цирконы двуслюдяных гранитов имеют включения, которые в основном являются торитом, встречаются в виде мелких выделений (рис. 3.8) Эти включения бессистемно ориентированы. Некоторые кристаллы циркона свободны от включений. Трещины, наблюдаемые в некоторых зернах циркона, могли быть результатом действия внешних сил во время или после метаморфизма, поломки при подготовке тонкого сечения, наличия многих включений. Однако трещины во внешнем ободке (рис. 3.8.с) возможно, были вызваны различием в химическом составе центра и краевой зоны кристаллов, в частности содержанием U, Th, Y и Hf.

Изменение начинаются по трещинам, затрагивающим специфические узкие зоны кристаллов. В крайних случаях изменения затрагивают центральные зоны, изменяя весь кристалл.

Изображение циркона двухслюдяного гранита в обратно рассеянных электронах (BSE) демонстрирует характерную зональность для исследованных кристаллов (рис. 3.8) Зональность является характерной особенностью цирконов из кислых магматических пород и, как полагают, сформировалось в течение длительных периодов кристаллизации. Это свойство свидетельствует о том, что большинство цирконов из двух-слюда гранит кристаллизуется в глубинных магматических камерах. В ряде случаев циркон характеризуется наличием двух центральных ядер, присутствующих в одном зерне (рис. 3.8). Ядра циркона имеют магматическую зональность и округлые формы, свидетельствующие о длительном процессе растворения и кристаллизации. Зональность циркона определяется эволюцией состава расплава-раствора в период роста и различным составом элементов-примесей (U, Th, Pb) (Pidgeon, 1992).

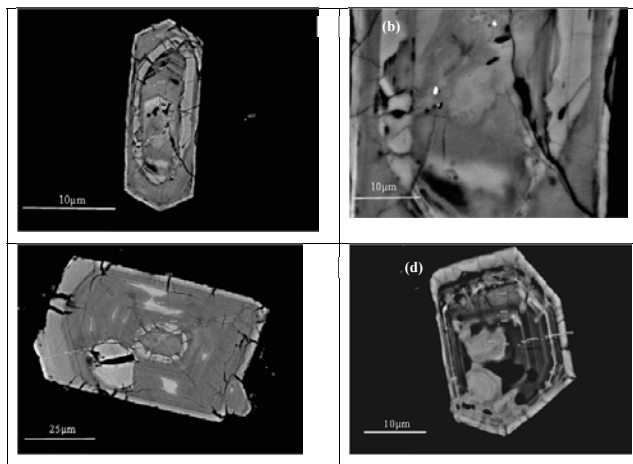


Рис. 3.8. Микрофотографии кристаллов циркона в обратнорассеянных электронах из двуслюдяных гранитов области Эль Села.
 (а) зональный кристалл; (b) включения торита (белые точки); (с) тонко зональный кристалл; (d) зональный кристалл с двумя ядрами.

Существует морфологическая классификация цирконов Пупина (1980). Кристаллы циркона демонстрируют преимущественное развитие пирамиды $\{101\}$ и, в частности, возникновение пирамиды $\{211\}$ с доминированием призмы $\{100\}$. Плоская - $\{101\}$ пирамида S и P-типов обычно больше, чем крутая - $\{211\}$ пирамида. Пупин предположил, что циркон, кристаллизующийся из щелочной среды, имеет хорошо развитую пирамиду $\{101\}$. В двуслюдяном граните области Эль Села присутствуют, в основном, два различных морфологических типа (рис. 3.9). Они представлены кристаллами размером до 125 мкм и соответствует P2 (70 %) и S10 (30 %) типм. В основном они расположены вдоль центральной правой части типологической диаграммы с высоким А-индексом и умеренным Т-индексом. P-тип главный тип с относительной частотой 70 %. Пупин (1980) предположил, что типы S и P проявляют отчетливую склонность к распространению в богатой калием щелочной среде. Эта разновидность циркона почти аналогична популяции щелочного гранита I-го типа (Pupin 1980).

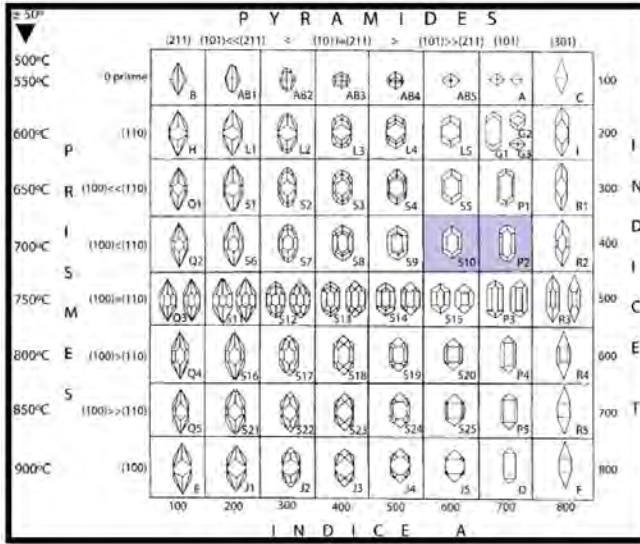


Рис. 3.9. Морфологическая классификация цирконов (Пупин, 1980). Морфотипы циркона двуслюдяного гранита области Эль Села выделены цветом. Индекс А отражает соотношение Al/щелочь, контролируя развитие пирамид в кристаллах. Индекс Т отражает влияние температуры на развитие призм.

Циркон соответствует общей формуле ABO_4 , где положение А представляет собой относительно большой ион циркония в восьмерной координации с О, и положение В занимает ион кремния в тетраэдрической координации с О. В позиции А цирконий может быть заменен четырехвалентные ($M^{4+} = Hf, Th, U$), трехвалентные ($M^{3+} = PЗЭ, Y, Fe$) и двухвалентные катионы ($M^{2+} = Ca, Fe, Mg, Mn$) (Hoskin and Schaltegger, 2003). Химический состав циркона интрузивных пород представлен в таблицах 3.15 - 3.17.

Таблица 3.15. Химический состав зональных цирконов двуслюдяного гранита области Эль Села, вес%.

Оксиды	→							
	Центр				Периферия			
	Точки анализов							
	4428	4429	4430	4437	4438	4435	4440	4441
SiO ₂	33.3	31.42	31.83	31.17	31.1	27.7	30.9	30.0
ZrO ₂	65.0	62.5	62.5	62.9	62.8	57.4	61.9	58.2
HfO ₂	2.1	2.15	2.35	1.85	1.91	3.48	2.06	2.9
UO ₂	-	1.6	1.51	0.88	1.01	4.49	1.99	2.72
ThO ₂	-	-	-	-	-	0.65	-	-
Y ₂ O ₃	-	-	-	-	-	1.21	-	-
Fe ₂ O ₃	-	1.27	1.49	-	1.34	2.07	1.89	3.27
CaO	-	0.43	-	1.27	0.88	2.49	0.76	1.78
MnO ₂	-	0.59	0.6	1	1.01	0.52	0.73	0.87
Сумма	100	99.9	100	99.2	100	100	100	99.8
Химическая формула базируется на 4-х атомах кислорода								
Si	1.02	0.98	0.99	0.97	0.97	0.91	0.96	0.95
Zr	0.97	0.95	0.94	0.96	0.95	0.92	0.94	0.9
Hf	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03
U	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02
Th	-	-	-	-	-	0	-	-
Y	-	-	-	-	-	0.02	-	-
Fe	-	0.03	0.03	-	0.03	0.05	0.04	0.08
Ca	-	0.01	0	0.04	0.03	0.09	0.03	0.06
Mn	-	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Сумма	2	2.01	2.01	2.02	2.02	2.06	2.02	2.05

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Из таблицы следует, что в центральной части циркона содержится ZrO₂ (от 62.5 до 65.01 вес%), SiO₂ (от 31.1 до 32.4 вес%), HfO₂ (от 1.8 до 2.1 вес%) и UO₂ (от 0.8 до 1.6 вес%). В периферической зоне содержания ZrO₂ колеблются (от 50.4 до 57.1 вес %), SiO₂ (от 30 до 31 вес %), HfO₂ (от 2.8 до 4.5 вес %), UO₂ (от 2.9 до 4.4 вес %). ZrO₂ имеет наибольшие значения в центре кристаллов, в то время как корка накапливает UO₂, ThO₂ и HfO₂. Содержания Y₂O₃ обнаруживаются только в центре кристаллов. Исследования не выявили содержаний P₂O₅ или других микровключений в цирконе.

Результаты исследования отдельных незональных зерен циркона приведены в таблице 3.16.

Таблица 3.16. Химический состав незональных зерен циркона из двуслюдяного гранита области Эль Села, вес%

Оксиды	Точки анализов						
	1761	1773	1870	1880	1889	556	Среднее
SiO ₂	32.3	30.8	29	31	30.1	29.9	30.5
ZrO ₂	61.8	61.7	59.8	59.4	60	60.5	60.5
HfO ₂	1.86	1.53	1.69	2.19	2	2.21	1.91
CaO	1.39	2.18	3.89	1.12	1.96	1.61	2.02
Fe ₂ O ₃	0.67	0.94	1.49	0.89	2	2.13	1.35
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0.09	0.94	1.27	1.13	0.72	0.64	0.8
Y ₂ O ₃	-	0.48	1.57	-	-	-	0.34
Sc ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
ThO ₂	0.39	0.57	-	2.99	1.72	1.09	1.13
UO ₂	1.46	0.81	1.26	1.29	1.49	1.99	1.38
Сумма	99.9	99.9	99.9	100	99.9	100	99.9
Химическая формула базируется на 4-х атомах кислорода							
Si	1	0.96	0.91	0.97	0.95	0.94	0.96
Zr	0.93	0.93	0.92	0.91	0.92	0.93	0.92
Hf	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ca	0.05	0.07	0.13	0.04	0.07	0.05	0.07
Fe	0.02	0.02	0.04	0.02	0.05	0.05	0.03
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	-	0.03	0.05	0.04	0.03	0.02	0.03
Y	-	0.01	0.03	-	-	-	0.01
Sc	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	0.02	0.01	0.01	0.01
U	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Сумма	2.03	2.05	2.09	2.03	2.05	2.05	2.05

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Циркон из других интрузивных пород представлен отдельными мелкими зернами. Его состав приведен в таблице 3.17.

Таблица 3.17. Химический состав циркона из микрогранита, долерита и бостонита области Эль Села, вес%.

Оксиды	Микрогранит				Долерит				Бостонит			
	406	1667	2100	Среднее	1566	1789	1799	Среднее	1250	1253	1620	Среднее
SiO ₂	34.9	31.6	31.2	32.6	30.2	30.1	30.9	30.4	31.4	30.8	31.6	31.3
ZrO ₂	62.2	63.5	64.2	63.3	59.2	59.4	60.2	59.6	60.3	61.3	60.9	60.8
HfO ₂	-	-	1.14	0.38	-	-	-	-	0.8	1.5	1.76	1.35
CaO	0.1	0.77	0.9	0.59	0.63	0.43	0.39	0.49	1.76	0.77	0.3	0.94
Fe ₂ O ₃	0.5	0.6	0.67	0.59	3.26	1.52	1.84	2.21	1.23	1.4	0.9	1.18
TiO ₂	-	1.82	-	0.61	-	-	3.07	1.02	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	1.23	0.87	1.25	1.11	2.02	3.5	1.7	2.41	2.44	1.8	1.1	1.78
Y ₂ O ₃	-	-	-	-	2.57	2.49	1.14	2.07	1	1.19	2.96	1.72
Sc ₂ O ₃	0.95	0.1	0.2	0.42	0.67	0.67	0.31	0.55	1.18	1.23	0.4	0.94
ThO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
UO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.8	99.2	99.5	99.6	98.5	98.1	99.5	98.7	100	99.9	99.9	100
Химическая формула базируется на 4-х атомах кислорода												
Si	1.1	1	0.98	1.02	0.95	0.95	0.97	0.96	0.95	0.95	0.97	0.96
Zr	0.95	0.97	0.98	0.97	0.91	0.91	0.92	0.91	0.89	0.92	0.92	0.91
Hf	-	-	0.01	0	-	-	-	-	0.01	0.01	0.02	0.01
Ca	0	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.06	0.03	0.01	0.03
Fe	0.01	0.01	0.02	0.01	0.08	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.02	0.03
Ti	-	0.04	-	0.01	-	-	0.07	0.02	-	-	-	-
Al	0.05	0.03	0.05	0.04	0.07	0.13	0.06	0.09	0.09	0.07	0.04	0.06
Y	-	-	-	-	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03
Sc	0.03	0	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	2.14	2.09	2.07	2.1	2.09	2.1	2.11	2.1	2.07	2.05	2.03	2.05

Примечание: - ниже порога обнаружения.

В двуслюдяном граните циркон содержит наиболее высокие значения HfO₂, UO₂, ThO₂ и CaO, но наиболее низкие концентрации Sc₂O₃. В долеритах не обнаружена примесь HfO₂, а в микрогранитах - Y₂O₃. Содержание TiO₂ в цирконе из двуслюдяного гранита и бостонита ниже порога обнаружения.

Тройная диаграмма Hf - (U+Th) - (Y+REE) состава цирконов с нанесенными составами исследуемых пород приведена на рисунке 3.10.

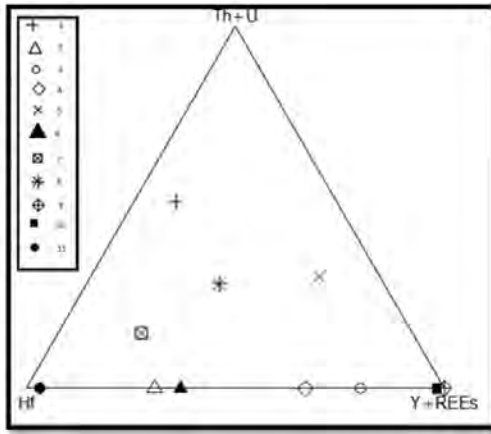


Рис. 3.10. Hf – (U+Th) – (Y+REE) тройная диаграмма состава циркона интрузивных пород. 1 – 4 - настоящая работа, область- Эль Села: 1-двуслюдяной гранит (n=11); 2 – микрогранит (n= 6); 3 - долерит (n=2); 4 - бостонит (n=2); 5 - сиеногранит Nikeiba, Египет (неопубликованные данные, n=4); 6 - гранит Салминского массива рапакиви, Руб, 1994 (n=4); 7 – двуслюдяные граниты области Эль Села, Ali and Lentz 2011 (8 образцов); 8 - в среднем два-слюда, гранит, Гадир, Египет, Ali and Lentz, 2011 (n=5); 9- редкометалльные граниты Приморья, Rub, 1994 (n=12);10 – граниты рапакиви Ю.Приладожье, Larin, 2011(n=12),11 – граниты рапакиви первой фазы Салминского массива, Rub, 1994 (n=8).

Было проведено сравнение состава циркона интрузивных пород области Эль Села с цирконами из других регионов Египта, Приладожья и Приморья. Цирконы изученных пород не обнаруживают явного сходства с цирконами подобных интрузивных пород других регионов.

3.2.2. Другие ацессорные минералы интрузивных пород

Монацит

Монацит встречается в виде выделений округлой формы (рис. 3.11). На поверхности округлых зерен монацита наблюдаются дефекты в виде ямок и канавок. Химический состав монацита интрузивных пород представлен в таблице 3.18.

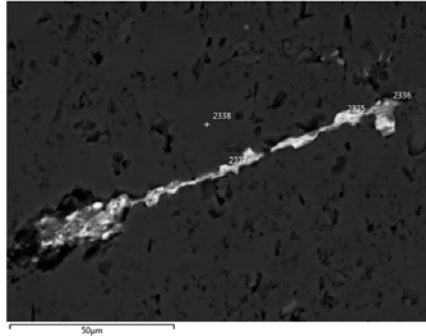


Рис. 3.11. СЭМ изображение монацита из двуслюдяного гранита области Эль Села.

Таблица 3.18. Химический состав монацита интрузивных пород области Эль Села, вес%

Оксиды	Двуслюдяной гранит			Микрогранит			Долерит			Бостонит		
	Точки анализа											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Al ₂ O ₃	-	-	-	0.28	1.8	2	-	-	-	1.23	1.3	1
SiO ₂	1.85	4.58	5.43	1.16	3.91	2.22	4.35	1.1	2.16	0.8	0.8	0.6
P ₂ O ₅	34.3	29.8	30.1	29.1	26.1	29.3	24.5	25.1	25	24.2	23.1	22.3
Fe ₂ O ₃	1.93	-	1.69	-	2.1	1.34	1	0.9	-	1.95	1.2	2.1
La ₂ O ₃	25.4	14.2	17.4	24.5	22.3	24.3	23.3	22.2	25.1	19.2	26.2	20.1
Ce ₂ O ₃	22.6	29.6	20.2	22.9	28.1	21.9	31.3	33.7	30.3	31.6	31.4	33.5
Pr ₂ O ₃	-	3.51	3.35	2.5	-	-	3.59	3.34	3.46	0.2	2.2	3.5
Nd ₂ O ₃	4.33	15.3	17.4	19.3	15.8	18.3	12.3	11.6	12.4	15.3	7.4	10.1
ThO ₂	6.94	2.1	1.5	-	-	-	-	1.2	1.8	5.3	6.2	6.7
UO ₂	3.1	0.5	2.77	-	-	-	-	-	-	-	-	-
RE ₂ O ₃	52.3	62.6	58.4	69.2	66.2	64.5	70.5	70.8	71.3	66.3	67.2	67.2
Сумма	100	99.6	99.8	99.7	100	99.4	100	99.1	100	99.8	99.8	99.9
Al	-	-	-	0.05	0.32	0.35	-	-	-	0.24	0.26	0.2
Si	0.26	0.68	0.78	0.18	0.59	0.33	0.69	0.18	0.35	0.13	0.14	0.1
P	4.13	3.72	3.68	3.83	3.35	3.7	3.28	3.52	3.46	3.39	3.3	3.23
Fe	0.21	-	0.18	-	0.24	0.15	0.12	0.11	-	0.24	0.15	0.27
La	1.33	0.77	0.93	1.4	1.25	1.34	1.36	1.35	1.51	1.17	1.63	1.27
Ce	1.23	1.67	1.12	1.37	1.63	1.25	1.9	2.14	1.9	2.01	2.03	2.2
Pr	-	0.2	0.18	0.15	-	-	0.22	0.21	0.22	0.01	0.14	0.23
Nd	0.22	0.81	0.9	1.07	0.86	0.97	0.69	0.69	0.72	0.9	0.45	0.62
Th	0.22	0.07	0.05	-	-	-	-	0.05	0.07	0.2	0.24	0.26
U	0.1	0.02	0.09	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	7.72	7.93	7.91	8.05	8.24	8.09	8.25	8.25	8.22	8.3	8.34	8.39

Примечание: - ниже порога обнаружения. Химическая формула базируется на 16-ти атомах кислорода.

Химическая формула монацита может быть представлена в следующем виде

Двуслюдяной гранит $(\text{REE}_{3.1}\text{Th}_{0.1}\text{U}_{0.1})(\text{P}_{3.8}\text{Si}_{0.6})_4\text{O}_{16}$.

Микрогранит $(\text{REE}_{3,8})(\text{P}_{3,6}\text{Si}_{0,3}\text{Al}_{0,2}\text{Fe}_{0,1})_4\text{O}_{16}$.

Долерит $(\text{REE}_{4,3}\text{Th}_{0,06})(\text{P}_{3,4}\text{Si}_{0,4}\text{Fe}_{0,1})_4\text{O}_{16}$.

Бостонит $(\text{REE}_{4,2}\text{Th}_{0,2})(\text{P}_{3,3}\text{Si}_{0,1}\text{Fe}_{0,2})_4\text{O}_{16}$.

Наиболее высокие значения суммы (REE_2O_3) характерны для долерита (70.8-71.3 вес%). Значения церия меняются от 20.2 до 33.5 вес % Ce_2O_3 . Содержания La - (14.2-26.2) вес % La_2O_3 , в порядке уменьшения значений следуют Nd (4.3-19.3) вес % Nd_2O_3 , Pr до 3.6 вес % Pr_2O_3 . Содержания UO_2 зафиксированы только в монаците двуслюдяных гранитов.

Бастнезит

Бастнезит обнаружен в двуслюдяных гранитных и бостонитных исследуемого участка в виде мелкозернистых игл, а также выделений округлой формы, а иногда представлен табличными зернами. Он обычно находится в ассоциации с цирконом, монацитом и флюоритом и имеет размер около 20 мкм. Химический состав бастнезита интрузивных породах представлен в таблице 3.19.

Таблица 3.19. Химический состав бастнезита интрузивных пород области Эль Села, вес%.

Оксиды	Двуслюдяной гранит								Бостонит					
	Точки анализа													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Al_2O_3	1.2	0.9	3.1	0.4	0.2	5.0	1.2	1.7	-	-	6.3	1.0	3.0	2.1
SiO_2	3.7	1.5	1.1	1.1	0.3	3.2	1.6	1.8	1.2	0.9	0.7	0.1	1.7	0.9
CaO	4.7	8.3	11.4	2.3	11.3	7.1	4.3	8.1	1.8	1.2	1.1	2.0	-	1.2
La_2O_3	27.6	24.2	24.8	30.7	25.3	21.8	39.0	24.9	29.6	35.9	30.0	29.6	39.4	39.0
Ce_2O_3	35.1	29.4	29.9	23.7	29.2	23.4	26.9	27.2	25.2	27.9	20.1	23.5	33.0	22.7
Pr_2O_3	2.6	2.1	1.8	3.2	1.2	2.5	1.8	2.2	3.8	-	3.1	4.3	-	2.3
Nd_2O_3	5.3	8.9	7.3	14.1	6.2	12.5	6.9	9.4	16.3	8.8	10.5	17.1	5.8	11.7
Sm_2O_3	-	-	-	1.4	1.0	-	-	0.3	3.1	-	2.4	3.7	-	1.8
Y_2O_3	1.3	1.1	3.0	-	1.3	4.1	1.0	1.7	-	-	-	-	-	-
ThO_2	-	0.7	-	1.5	-	0.6	-	0.4	2.3	2.5	1.7	-	-	1.3
Fe_2O_3	0.8	2.4	0.7	-	2.6	-	-	0.9	1.6	1.2	1.2	2.0	-	1.2
F	5.41	4.71	5.8	3.9	5	4.17	6.3	4.5	3.3	5.17	4.39	4.6	2.99	3.49
Сумма	87.7	84.1	88.9	82.3	83.5	84.5	89.0	83.1	88.2	83.5	81.6	87.9	85.9	87.6

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Результаты анализа показали, что бастнезит двуслюдяных гранитов содержит наибольшие концентрации La_2O_3 (27.3 вес%), Ce_2O_3 (28.1 вес%), Nd_2O_3 (8.8 вес%), F (5 вес%). По содержанию REE бастнезит бостонитов занимает второе место La_2O_3 (33.9 вес%), Ce_2O_3 (25.4 вес%), Nd_2O_3 (11.7 вес%), F (4 вес%).

Ксенотим

Ксенотим является одним из минералов богатых HREE. Он присутствует в двуслюдяных гранитах в виде кристаллов неправильной формы размером от 2 до 10 μm . Химический состав ксенотима представлен в таблице 3.20.

Таблица 3.20. Химический состав ксенотима из двуслюдяного гранита области Эль Села, вес%

Оксиды	Точки анализа			
	1	2	3	4
Y ₂ O ₃	49.3	47.3	48	45.1
P ₂ O ₅	35.8	36.9	37.2	35.9
CaO	0.3	0.2	0.3	0.07
Gd ₂ O ₃	1.9	2.6	2.7	4
Dy ₂ O ₃	4.8	5.4	1.9	6.3
Er ₂ O ₃	3.5	3.9	4.5	2.9
Yb ₂ O ₃	2.7	2.5	5.1	4.7
Al ₂ O ₃	0.8	-	-	-
SiO ₂	0.5	0.8	0.2	0.9
Сумма	99.6	99.6	99.9	99.87
Химическая формула базируется на 4-х атомах кислорода (apfu)				
Y	0.85	0.81	0.82	0.78
P	0.98	1.00	1.01	0.99
Ca	0.01	0.01	0.01	0
Gd	0.02	0.03	0.03	0.04
Dy	0.05	0.06	0.02	0.07
Er	0.04	0.04	0.05	0.03
Yb	0.03	0.02	0.05	0.05
Al	0.03	0.00	-	-
Si	0.02	0.03	0.01	0.03
Сумма	2.01	1.99	1.99	2

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Средние значения содержания Y₂O₃, P₂O₅ и RE₂O₃ следующие (47.4, 36.5 и 14.9 вес%, соответственно). Анализы показали, что ксенотим содержит Dy₂O₃ (1.9 – 6.3 вес%), Er₂O₃ (2.9 – 4.5 вес%) and Yb₂O₃ (2.7–5.1 вес%).

Сфен

Сфен распространен как акцессорный минерал, присутствующий в двуслюдяных гранитах и дайках долеритов. Его химический состав представлен в таблице 3.21.

Таблица 3. 21. Химический состав сфена из двуслюдяного гранита и долерита области Эль Села, вес%

Оксиды	Двуслюдяной гранит		Долерит		
	Точки анализа				
	1	2	3	4	5
TiO ₂	33.6	32.7	33.9	34.0	45.1
SiO ₂	30.2	31.2	27.9	30.8	26.9
CaO	26.0	26.4	23.1	26.2	23.1
Al ₂ O ₃	4.3	4.0	2.4	1.9	0.7
Fe ₂ O ₃	1.3	1.7	7.8	2.4	5.6
F	1.9	1.7	-	-	-

Примечание: - ниже порога обнаружения.

По составу сфен из разных пород отличаются. Содержания TiO₂ и Fe₂O₃ выше в этом минерале из долерита, в то время как SiO₂, CaO и Al₂O₃ накапливаются в сфене двуслюдяного гранита.

Рутил

Рутил является типичным акцессорным минералом интрузивных пород области Эль Села. Он представлен правильными кристаллами и мелкими выделениями неправильной формы и находится в ассоциации с цирконом, монацитом, уранороритом и уранинитом. Его химический состав представлен в таблице 3.22.

Таблица 3.22. Химический состав рутила из интрузивных пород области Эль Села, вес%

Оксиды	Двуслюдяной гранит	Микрогранит	Долерит	Бостонит
TiO ₂	89.7	73.4	88.9	84.3
Fe ₂ O ₃	3.5	3.0	6.2	7.5
Nb ₂ O ₅	1.4	0.0	0.0	0.0
SiO ₂	0.0	10.6	4.5	1.8
Al ₂ O ₃	0.0	3.7	0.5	0.0
UO ₂	0.0	0.2	0.0	0.0
Сумма	100	98.7	99.9	99.2

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Анализы показали, что наиболее низкие значения TiO₂ характерны для микрогранита (73.4 вес %), а наиболее высокие – для двуслюдяного гранита (89.7 вес %). В нем

присутствуют примеси Fe_2O_3 , SiO_2 и Al_2O_3 . Примесь Nb_2O_5 характерна только для двуслюдяного гранита (1.4 вес %), а UO_2 обнаружен только в микрограните (0.2 вес %).

Барит

Кристаллы барита представлены пластинчатыми, веерообразными формами. Он присутствует во всех типах интрузивных пород (табл. 3.23).

Таблица 3.23. Химический состав барита интрузивных пород области Эль Села, вес%

Элементы	Двуслюдяной гранит	Микрогранит	Долерит	Бостонит
	Точки анализа			
	2385	111	159	206
Ba	60.1	59.8	53.4	52.7
S	13.5	13.9	13.7	10.8
O	24.3	24.9	24.1	20.9
Al	-	-	0.36	0.41
Si	-	0.31	1.1	0.24
Ca	-	-	1.37	0.43
Fe	-	0.66	0.73	-
Сумма	100	100	99.1	99.2

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Наиболее высокие содержания бария характерны для барита из двуслюдяных гранитов и микрогранитов.

Сульфиды

Сульфиды широко представлены в интрузивных породах области Эль Села. В двуслюдяном граните обнаружены пирит, галенит и сфалерит. В микрограните и долерите сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом и галенитом. Сульфиды встречаются в виде вкраплений и выполнений трещин и пустот в интрузивных породах.

Пирит является наиболее распространенным сульфидным минералом, встречающимся в интрузивных породах области Эль Села. Пирит присутствует совместно с минералами урана - уранинитом, настураном и кофенитом. Пирит часто окаймлен оксидами и гидроксидами железа. Последние часто ассоциируют с вторичными минералами урана - уранофаном и аутенимом.

Самородные металлы

В породах обнаружены самородные минералы, такие как золото, серебро, никель, медь и железо (рис. 3.12). Химические анализы приведены в таблице 3.24).

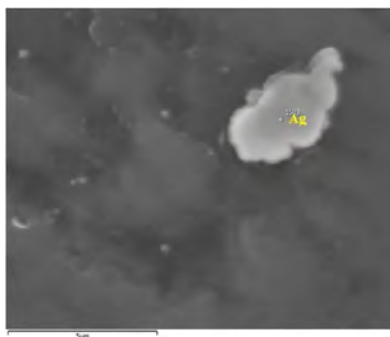


Рис. 3.12. СЭМ изображение самородного Ag из двуслюдяного гранита области Эль Села.

Таблица 3.24. Химический состав самородных металлов
из интрузивных пород области Эль Села, вес%

Elements	Двуслюдяной гранит				Микрогранит						
	Ag	Ag	Ag	Ni	Au	Au	Ni	Ni	Fe	Fe	Cu-Ni
Au	-	-	-	-	96.8	97.1	-	-	-	-	-
Ag	97.5	99.1	98.2	-	1	1.4	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	96.1	-	-	95.3	97.7	-	-	18.7
Fe	-	-	-	-	0.5	0.3	0.75	0.71	95.9	97.7	1.4
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	74.2
O	0.8	0.3	1	1.6	0.9	1.1	2.12	1.58	3.1	1.5	1.8
Al	0.5	0.1	0.5	1	-	-	-	-	-	-	-
Si	1.2	0.5	0.3	1.3	0.7	0.1	0.74	-	1	0.7	1.7
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.9
Sum	100	100	100	100	99.9	100	98.91	99.99	100	99.9	98.7

Примечание: - ниже порога обнаружения.

Золото преимущественно связано с кварцевыми жилами в микрогранитах. Анализы показали, что содержание Au меняется от 96.8 до 97.1 вес%. Самородное серебро обнаружено в двуслюдяных гранитах в виде выделений до 5 μm и в ассоциации с сульфидами. По составу Ag содержит 98.2 вес% этого элемента. Самородный никель обнаружен в двуслюдяных гранитах и микрогранитах в виде мелких выделений. Самородная медь и железо присутствуют в микрогранитах. Состав самородной меди следующий: Cu (74.2 вес%) и Ni (18.7 вес%).

Таким образом, проведено систематическое исследование минерального состава рудных и аксессуарных минералов из различных интрузивных пород области Эль Села. Определен химический состав первичных минералов тория и урана, диагностированы вторичные минералы урана. Выявлена ассоциация сульфидов и самородных минералов.

Впервые диагностировано 18 минерала. в двуслюдяных гранитах впервые обнаружен ауерлит, брокит и самородное серебро; в микрогранитах - коффинит, казолит, самородное золото, самородный никель, самородное железо и самородная медь; в долерите выявлены коффинит и уранинит; в бостоните зафиксированы коффинит, циркон, монацит, бастнезит и рутил; в яшмоидах обнаружены настуран и коффинит.

Глава 4. Прикладные аспекты геохимии интрузивных пород области Эль Села

4.1. Подвижные формы химических элементов в интрузивных породах

В экзогенных процессах общие особенности поведения урана определяются его способностью мигрировать в виде уранил-карбонатных комплексов (с резко подчиненным количеством гидроксикомплексов уранила) и выпадать в осадок под воздействием восстановителей, сорбентов и (или) осадителей, а также вследствие испарительной концентрации.

Уран интенсивно выщелачивается из пород окислительными субнейтральными водами в присутствии широко распространенного гидрокарбонат-иона. При этом в раствор переходит «свободный» уран пород, а также уран минералов, неустойчивых в кислородной атмосфере. Уран, связанный в кристаллических решетках устойчивых акцессорных минералов (монацит, торит, торианит, апатит и др.) практически не выщелачивается и может вместе с ними накапливаться в россыпях.

Источником урана в поверхностных и подземных водах района могут служить породы с повышенным его кларком: граниты, урановые проявления различных типов пород, продукты кор выветривания, развитые в областях питания и транзита.

Современные геохимические методы поисков постоянно совершенствуются и разрабатываются новые технологии геохимического прогнозирования. Основу методов составляют приемы выделения и анализа подвижных форм химических элементов, что усиливает полезный сигнал при выявлении геохимических аномалий.

Формированию наложенных сорбционно-солевых вторичных литохимических ореолов активно способствуют явления физико-химической миграции элементов: солевая пленочно-капиллярная миграция химических элементов, восходящая (струйная) и латеральная конвективная миграция элементов в подвижных формах нахождения с концентрацией индикаторных элементов на различного рода геохимических барьерах.

Главные барьеры, вторично закрепляющие рудные элементы это тонкая илисто-глинистая фракция донных осадков, органическое вещество, железистые корки и налеты.

При проведении поисковых работ в последние годы широко применяются поиски по наложенным вторичным ореолам рассеяния. К ним относятся: метод частичного извлечения металлов (ЧИМ), метод диффузионного извлечения элементов (МДИ), термомагнитный геохимический метод (ТМГМ), метод металлоорганических почвенных форм (МПФ) и метод МАСФ.

Метод МАСФ - метод анализа сверхтонкой фракции, разработан в 2005г. Сущность МАСФ заключается в выделении из проб рыхлых отложений сверхтонкой фракции, с последующим переводом в раствор сорбционно-солевых форм нахождения элементов и их анализом количественными методами (ICP OES, ICP MS) (Соколов и др., 2005).

Позже, в 2010 г. был разработан метод анализа сверхтонкой фракции (коллоидно-солевой фракции). Основы метода изложены в ряде публикаций и патентов (Олейникова, Панова 2011),(Олейникова, Панова 2007) (Олейникова и др., 2009).

Рассмотрим возможности использования современных геохимических методов поиска по подвижным формам в районе Эль Села.

В процессе физического и химического выветривания породы разрушаются, образуя пески пустыни. Поскольку смена дневных и ночных температур достаточно значительна, в поровом пространстве пород скапливается влага, которая способствует переходу химических элементов в подвижное состояние и миграции на окружающие территории. В сезон дождей происходит интенсивное вымывание химических элементов из различных типов пород.

Вопрос о формах нахождения элементов в горных породах имеет важное значение при изучении процессов выветривания пород и для выявления ареалов повышенных содержаний урана и элементов-спутников при геохимическом картировании, в том числе по подвижным формам химических элементов.

Известно, что значительная часть химических элементов входит в минералы в качестве изоморфных примесей, замещая макрокомпоненты в кристаллической решетке. Некоторые из них накапливаются в газовой-жидких включениях, а часть находится в коллоидно-дисперсной форме в поровом пространстве породы. Известно также, что чем ниже среднее содержание химического элемента в земной коре, тем больше его доля в дисперсной форме. При процессах выветривания происходит дезинтеграция породы, химические элементы могут вымываться из порового пространства, в результате чего устанавливаются новые физико-химические условия, способствующие дальнейшему разрушению породы.

Загрязнение окружающей среды тесно связано с подвижностью элементов в природных системах. Тяжелые металлы и радионуклиды могут быть вовлечены в ряд сложных химических и биологических взаимодействий. Важнейшими факторами, влияющими на подвижность элементов, являются рН, сорбция, наличие органических и неорганических лигандов, в том числе гуминовых, и фульвокислот. Окислительно-восстановительные реакции имеют большое значение при химическом выветривании пород, в составе которых присутствуют элементы с переменной валентностью и халькофильные элементы, такие как U, Th, REE, Cu, Ni, Zn, Pb.

Для установления риска загрязнения окружающей среды особое значение имеет определение подвижности урана и элементов-спутников, содержащихся в интрузивных породах урановой провинции. Несмотря на разработанные общие представления о подвижных и прочносвязанных формах элементов в горных породах и методах их извлечения, к настоящему времени еще недостаточно экспериментальных количественных данных, которые позволили бы оценить поведение подвижных форм микроэлементов в горных породах.

В рамках эксперимента было проведено выделение порового раствора (коллоидно-солевой фракции) интрузивных пород, определение содержания микроэлементов в ней и сравнение с составом интрузивных пород.

Химический состав проб пород был определен по стандартной схеме полного разложения с применением концентрированных азотной, фтороводородной и хлорной кислот. Анализ растворов проводился методом ИСП МС на приборе «ELAN-6100 DRC» фирмы PERKIN ELMER.

Для изучения порового раствора использовалась методика извлечения и анализа коллоидно-солевой (субмикронной) фракции породы, которая заключена в ее поровом и межзерновом пространстве. В нем химические элементы находятся в ионной, молекулярной и коллоидной формах. Основы метода изложены в ряде публикаций и патентов (Олейникова, Панова, 2007; 2011; Олейникова и др., 2009, 2010, 2014).

Извлекаемое водой вещество рассматривается не как водная вытяжка, характеризующая исключительно «истинно растворимые» формы элементов, а как самостоятельная фракция, имеющая весовую долю и определенный размер частиц (до 1 мкм). Чтобы отличить ее от других тонких фракций, в соответствии с размером частиц, она была названа субмикронной фракцией (СМФ). Размер частиц менее 1 мкм в коллоидной химии является условной границей коллоидного состояния, выше которого вещество выделяется в отдельную твердую фазу (Фридрихсберг, 2010)

Методика выделения СМФ включала дробление и истирание проб до размера частиц < 74 мкм. В случае эксперимента с горными породами их предварительное измельчение необходимо для вскрытия пор и микротрещин с целью обеспечения доступа экстрагента (воды) к свободным и адсорбированным на минеральной основе солям и коллоидным частицам. (Панова и др., 2009).

Навеску предварительно истертой пробы заливали нагретой денонизованной водой, периодически перемешивали в течение 5 ч и выдерживали сутки для стабилизации полученного коллоидно-солевого раствора. Шприцем отбирали раствор и пропускали его через мембранный фильтр фирмы «Sartorius», гарантирующий пропускание частиц менее

1 мкм. Полученный таким образом раствор бесцветен, прозрачен и является коллоидным, проявляя положительный тест Тиндаля.

Анализ растворов на наносайзере «Nanosight» показал, что мода размера частиц порового коллоида двуслюдяного гранита составляет 679 нм, микрогранита – 566 нм, долерита – 571 нм и бостонита – 580 нм. Часть раствора помещали в предварительно взвешенную чашку Петри для выпаривания с целью определения доли субмикронной фракции в пробе. Другая часть раствора анализировалась методом масспектрометрии с индуктивно связанной плазмой.

Соблюдение выбранных условий эксперимента обеспечивает высокую воспроизводимость результатов анализа и возможность определения широкого круга химических элементов (до 75 элементов). Это обусловлено отсутствием в растворе высоких содержаний петрогенных оксидов. Анализ водных растворов позволяет в максимальной степени реализовать возможности метода ИСП МС. Отсутствие вводимых кислот или других растворителей предотвращает возможность неконтролируемых изобарических наложений, что приводит к снижению пределов обнаружения элементов на 2-3 порядка при анализе субмикронной фракции, по сравнению с валовым анализом, особенно для редких элементов, присутствующих в породе в следовых количествах.

В составе интрузивных пород присутствует широкий спектр микроэлементов (табл. 4.1). Наиболее высокие содержания урана характерны для микрогранита и долерита. Торием обогащены двуслюдяные граниты. Микроэлементы накапливаются в различных интрузивных породах по-разному: двуслюдяной гранит содержит значительные количества Th и Rb; микрогранит накапливает Zn, Pb, Cu, REE, Y; долерит и бостонит – Ni, Zn, REE, Y (Гхонеим, Панова, 2018).

Из этих же эталонных проб была выделена субмикронная фракция с фиксированным размером частиц (менее 1000 нм) и полученный раствор проанализирован методом ИСП МС. Результаты анализа приведены в (табл. 4.2.) Эксперименты по выделению субмикронной фракции показали, что ее доля в интрузивных породах меняется от 1,31 до 1,78 вес % (табл. 4.2). Наиболее высокое значение характерно для двуслюдяного гранита, имеющего наиболее крупнозернистую структуру.

Таблица 4.1. Содержание микроэлементов в интрузивных породах района Эль Села, мг/кг

Порода	U	Th	REE	Y	Ni	Cu	Zn	Pb	Rb	Sr	Ba
Двуслюдяной гранит	11,3	25,3	43,5	5,58	86,0	13,2	29,0	13,1	212	89,0	329
Микрогранит	224	3,93	202	21,7	55,4	22,6	209	19,3	129	126	157
Долерит	31,1	13,1	530	64,8	285	23,4	175,4	4,87	54,3	567	355
Бостонит	4,22	17,4	379	45,3	179	17,5	106	4,38	89,9	52,1	345

Таблица 4.2. Доля субмикронной фракции интрузивных пород (вес %) и содержание микроэлементов в ней (мг/л)

Порода	Доля СМФ, отн %	U	Th	REE	Y	Ni	Cu	Zn	Pb	Rb	Sr	Ba
Двуслюдяной гранит	1,78	1,8	1, 1	16,2	1,4	256	45	164	0,5	113	77	304
Микрогранит	1,42	68	0,82	11, 1	2,5	187	39	201	0.61	305	305	398
Долерит	1,31	1,3	1,3	17,32	2,6	206	29	223	0.3	102	103	402
Бостонит	1,6	5,2	1,9	17,33	3,8	113	13	112	0.31	110	25	205

Высокие содержания микроэлементов в СМФ распределены следующим образом: Ni обогащены двуслюдяные граниты; U, Rb и Sr накапливаются в микрогранитах.

Для оценки степени накопления химических элементов в субмикронной фракции был рассчитан коэффициент концентрации как отношение содержания элемента в СМФ к его содержанию в породе (рис. 4.1).

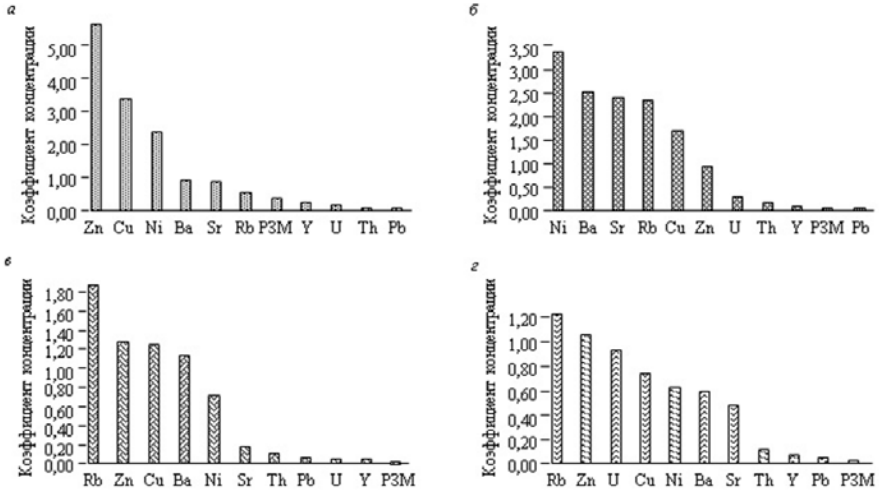


Рис. 4.1. Коэффициенты концентрации химических элементов в субмикронной фракции интрузивных пород района Эль Села. а) двуслюдяной гранит; б) микрогранит; в) долерит; г) бостонит.

Геохимические формулы для интрузивных пород имеют следующий вид: двуслюдяной гранит - $Zn_{5,7} - Cu_{3,4} - Ni_{2,5}$;
 микрогранит - $Ni_{3,4} - Ba_{2,5} - Sr_{1,9} - Rb_{1,8} - Cu_{1,7}$;
 долерит - $Rb_{1,9} - Zn_{1,3} - Cu_{1,3}$;
 бостонит - $Rb_{1,2}$.

Как видно из приведенных данных наиболее высокие значения коэффициентов накопления химических элементов характерны для двуслюдяного гранита. Наиболее миграционно-способными оказались цинк, медь, никель, в меньшей степени барий, рубидий и стронций.

Уран зафиксирован в субмикронной фракции микрогранита в количестве 68 мг/л, но коэффициент накопления этого элемента меньше единицы. По-видимому, это можно объяснить наличием вторичных минералов урана в интрузивных породах, которые не растворились в условиях эксперимента при использовании воды в качестве экстрагента.

Редкоземельные элементы, иттрий, торий и свинец практически не переходят в раствор субмикронной фракции.

Сумма REE в различных типах интрузивных пород представлена в таблице 4.1. Наиболее высокие значения суммы характерны для дайкового комплекса (долерит – 530 мг/кг,

бостонит – 379 мг/кг, микрогранит – 203 мг/кг). Содержание REE в двуслюдяном граните невысоко – 43,5 мг/кг.

Были построены спектры REE, которые представлены на рисунке 4.2. Во всех случаях содержание легких редкоземельных элементов выше, чем тяжелых. Неизменные и слабо измененные интрузивные породы имеют европиевый минимум; на спектре микрогранита Еu-минимум отсутствует, по-видимому, ввиду проявления вторичных изменений.

Содержание суммы REE и иттрия в субмикронной фракции пород представлено в таблице 4.3. Значения невысоки, что показывает слабую подвижность этих элементов в водных растворах.

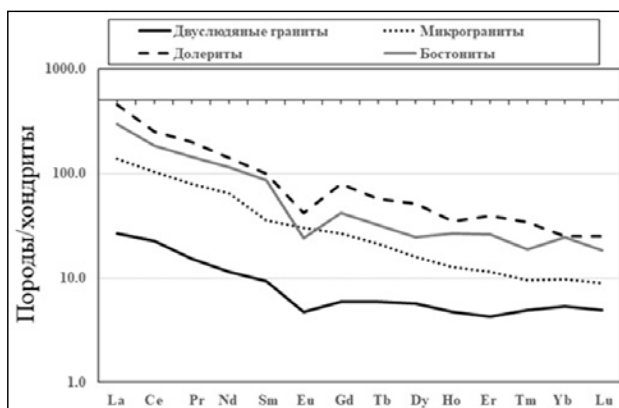


Рис. 4.2. Хондрит-нормализованное содержание REE интрузивных пород района Эль Села (нормировано на Boynton, 1984).

На рисунке 4.3. показан спектр REE субмикронной фракции интрузивных пород. Можно проследить сходство и изменение спектров REE в СМФ по сравнению со спектрами интрузивных пород. Спектры REE микрогранита и бостонита практически не изменились. У долерита и двуслюдяного гранита исчезла европиевая аномалия.



Рис. 4.3. Хондрит-нормализованное содержание REE в субмикронной фракции интрузивных пород района Эль Села (нормировано на Boynton, 1984).

Зная содержание химических элементов в СМФ и долю этой фракции в породе, можно оценить долю химических элементов, находящихся в субмикронной фракции интрузивных пород (табл. 4.3).

Таблица 4.3. Доля химических элементов в субмикронной фракции интрузивных пород (отн %)

Порода	U	Th	REE	Y	Ni	Cu	Zn	Pb	Rb	Sr	Ba
Двуслюдяной гранит	0,3	0,1	0,7	0,4	4,3	6,1	10,1	0,1	0,9	1,5	1,6
Микрогранит	0,4	0,3	0,07	0,2	4,8	2,5	1,4	0,1	3,3	3,4	3,6
Долерит	0,1	0,1	0,04	0,1	0,9	1,6	1,7	0,1	2,5	0,2	1,5
Бостонит	1,5	0,2	0,07	0,1	1,0	1,2	1,7	0,1	2,0	0,8	0,9

Данные таблицы показывают относительную долю элементов, находящихся в подвижном состоянии в породе. Наиболее высокие значения характерны для Zn, Cu, Ni. Для всех типов интрузивных пород эти значения больше единицы (рис. 4.4.а). Подвижность рубидия, стронция и бария наиболее высока у микрогранита, который в наибольшей степени подвержен вторичным изменениям (рис. 4.4.б). Некоторое количество урана накапливается в СМФ бостонита. В целом, наименее подвижны - Pb, REE и Y; U и Th обладают относительно невысокой подвижностью.

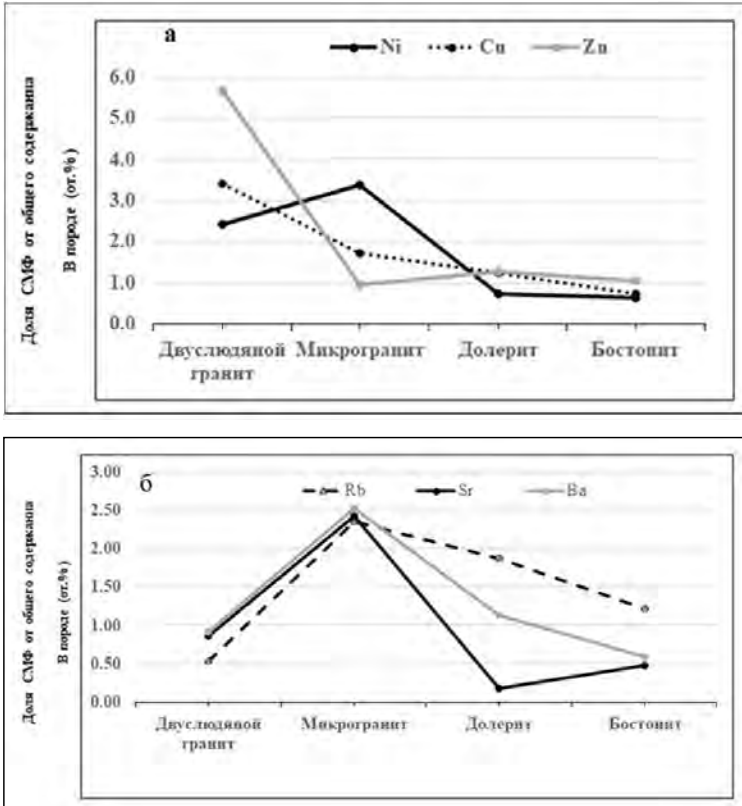


Рис. 4.4. Доля химических элементов в субмикронной фракции от общего содержания в породе а) Ni, Cu, Zn; б) Rb, Sr, Ba. (по данным таблицы 4.3).

Таким образом, в результате проведенного эксперимента было оценено содержание химических элементов эталонных проб интрузивных пород и их субмикронной (водорастворимой) фракции. Фракция извлекается водой из породы при специально подобранных условиях. Проба породы и ее субмикронная фракция анализируются методом ИСПМС.

Химическая характеристика выделенной фракции отражает мобильную, подвижную часть химических элементов породы. Сравнение полученных данных о содержании химических элементов в интрузивных породах и их субмикронных фракциях позволяет оценить долю миграционно-способных и трудно подвижных форм химических элементов.

Таким образом, доля субмикронной (коллоидно-солевой) фракции интрузивных пород меняется от 1,31 до 1,78 вес %. Размер частиц СМФ меняется от 566 до 679 нм. Наибольший размер частиц и высокая доля фракции характерны для двуслюдяного гранита, имеющего наиболее крупнозернистую структуру.

Установлены содержания микроэлементов в СМФ интрузивных пород: Ni обогащена СМФ двуслюдяных гранитов; U, Rb и Sr накапливаются в СМФ микрогранитов.

Рассчитаны относительные доли химических элементов, находящихся в субмикронной фракции с учетом весовой доли фракции для каждого типа пород. Наиболее высокие значения характерны для Zn, Cu, Ni. Подвижность рубидия, стронция и бария наиболее высока у микрогранита, который в наибольшей степени подвержен вторичным изменениям. Некоторое количество урана накапливается в СМФ бостонита. В целом, наименее подвижны - Pb, REE и Y; U и Th обладают относительно невысокой подвижностью.

При химическом выветривании интрузивных пород ряд элементов (Zn, Cu, Ni) переходят в подвижное состояние и могут мигрировать на окружающие территории. Уран, торий и свинец образуют вторичные минералы и в ограниченных количествах накапливаются в субмикронной фракции. REE и Y находятся в интрузивных породах, преимущественно в минеральной форме и являются наименее подвижными.

4.2. Геохимический потенциал интрузивных пород области Эль Села

Прогнозирование, поиски, оценка и разведка месторождений урана, как и других полезных ископаемых, заключаются в проведении поисковых работ, обеспечивающих выявление месторождений и получение исходной информации для определения экономического значения объектов как промышленных источников сырья.

Понятие «поиски» имеет обобщенное значение, поскольку эта стадия охватывает как поисковые, так и специализированные прогнозно-поисковые работы.

Первая стадия именуется «предварительной оценкой», а последующая «детальной оценкой». Близкие термины «Pre-feasibility studies» и «Feasibility studies», что соответствует «предварительному» и «полному изучению», используются и за рубежом.

Прогнозные исследования имеют главной целью выделение районов и площадей с возможной рудоносностью по комплексу её признаков, установленных на хорошо изученных эталонных объектах. Различие в уровнях изученности известных и новых площадей определяет вероятностный характер прогнозных построений. Работы сопровождаются количественной оценкой прогнозных ресурсов урана по категориям достоверности.

Специализированные поисковые работы проводятся в определившихся перспективных районах, выделенных по результатам прогнозных исследований. Их целью является выявление и оконтуривание потенциальных урановых месторождений (рудоносных участков, сопоставимых по масштабам с известными месторождениями урана).

К основным задачам этой стадии относятся: изучение общих геолого-структурных особенностей прогнозируемых площадей и проявленности поисковых критериев и признаков уранового оруденения; выявление закономерностей пространственного размещения оруденения в структурах и метасоматических ореолах; проверка всех выявленных радиометрических аномалий, аномальных зон, проявлений рудной минерализации и рудопроявлений для определения их природы, рудно-формационной принадлежности, структурных и минералого-геохимических особенностей; оценка вероятных запасов потенциальных месторождений с подсчетом прогнозных ресурсов.

Оценка месторождений выполняется с целью определения принципиальной возможности использования изучаемого объекта в качестве источника сырья в современных экономических условиях. Ее основными задачами являются определение масштабов месторождения, качества и технологических свойств руд для решения вопроса о целесообразности и очередности его промышленного освоения.

По классификации МАГАТЭ разведанные запасы (Identified Resources) подразделяются на достоверно установленные (Reasonably Assured Recourses), отвечающие российским категориям А+В+С и предварительно оцененные (Inferred Recourses), соответствующие категории С2.

Прогнозные ресурсы урана (Undiscovered Resources) делятся на предварительно оцененные (Prognosticate Resources), отвечающие российской категории Р1 и прогнозные (Speculative Resources) - Р2+Р3.

На первом этапе оценки региона возможно рассчитать геохимический потенциал пород.

При расчете геохимического потенциала в качестве исходной была взята следующая формула: $Q = q \times W \times k$ (1) (Bykhover, Konnov, 1989):

Q – геохимический потенциал;

q – содержание химического элемента в объеме породы (т/км³);

W – объем горной массы (км³);

k - коэффициент достоверности (k=0,5).

В последние годы МАГАТЭ учитывает извлекаемые запасы урана. Запасы в недрах при этом умножаются на степень извлечения для применяемых способов добычи и переработки руд, которая, в зависимости от этих способов, колеблется в пределах 0,66-0,81.

В рамках данной работы было взято наименьшее значение – 0,5.

Значение (q) вычисляется по формуле: $q = d \times C_{\text{ср}}$,

d – плотность породы (2.403 т/м³);

C_{ср} – средние содержание химического элемента в породе. Таблица 4.4.

Объем горной массы (W) вычисляется по формуле: $W = S \times h$,

S - площадь (км²),

h – глубина распространения породы.

Таким образом, формула для расчета геохимического потенциала имеет следующий вид:

$$Q = S \times h \times d \times C_{\text{ср}} \times k \text{ (Быховер, Коннов, 1989).}$$

Плотность двуслюдяного гранита - 2.6 т/м³

Плотность микрогранита - 2.5 т/м³

Плотность долерита - 2.8 т/м³

Плотность бостонита - 2.5 т/м³

Площадь распространения двуслюдяного гранита - 7000 м²

Площадь распространения микрогранита - 150 м²

Площадь распространения долерита - 66 м²

Площадь распространения бостонита - 25 м²

Глубина развития пород принята за 100 м.

Это минимальное значение, хотя глубины подобных объектов оцениваются в первые километры.

Таблица 4.4. Средние содержания химических элементов в различных типах пород, г/т.

Элемент	Двухслюдяной гранит (n=9)	Микрогранит (n=5)	Долерит (n=5)	Бостонит (n=5)
U	7.2	164	29.7	6.7
REE	44.8	99.6	594	388
Ni	122	69.2	328	194
Mo	11.8	8.12	25	15.3

Таблица 4.5. Геохимический потенциал интрузивных пород Эль Села области, тонн.

Элемент	Двухслюдяной гранит	Микрогранит	Долерит	Бостонит
U	6.5	3.1	0.3	0.02
REE	40.7	1.9	5.5	1.3
Ni	111	1.3	3.0	0.6
Mo	10.7	0.2	0.2	0.05

Таким образом, был оценен геохимический потенциал интрузивных пород области Эль Села в отношении U, REE, Ni и Mo. В двухслюдяном граните геохимический потенциал составляет 6,5т U; 40,7т REE; 111т Ni и 10,7т Mo. В микрограните геохимический потенциал составляют 3,1т U; 1,9т REE; 1,3т Ni и 0,2т Mo. В долерите геохимический потенциал составляют 0,3т U; 5,5т REE; 3т Ni и 0,2т Mo. В бостоните геохимический потенциал составляют 0,02т U; 1,3т REE; 0,6т Ni и 0,05т Mo.

Двухслюдяной гранит занимает наибольшую площадь и обладает наибольшим геохимическим потенциалом урана, редкоземельных элементов, никеля и молибдена.

5. Заключение

На основе обобщения литературных данных обозначены следующие проблемы.

Выявлены основные типы интрузивных и жильных пород Египта, которые обладают повышенным потенциалом урана. Они соотнесены с общепринятой классификацией месторождений урана мира.

Район Эль Села относится к урановой провинции Восточной пустыни Египта. Экономически значимые рудопроявления урана имеют генетическую связь с двуслюдяными гранитами. Граниты секутся микрогранитами, долеритами, дайками бостонитов, кварцевыми и яшмоидными жилами, приуроченными к зонам сдвига тектонических нарушений С-СВ – Ю-ЮЗ и С-СЗ – Ю-ЮВ направлений.

На основе литературного обзора можно сделать заключение о высокой перспективности территории Восточной пустыни Египта в отношении урана и элементов спутников.

Геохимические особенности интрузивных пород

Основные геохимические характеристики интрузивных пород района Эль-Села можно сделать из таблицы (5.1).

На основании данных о содержании химических элементов в интрузивных породах Восточной пустыни Египта проведен кларковый анализ. Кларк концентрации урана имеет наивысшие значения в микрограните и долерите. У никеля этот коэффициент выше в двуслюдяном граните и бостоните. Другие халькофильные элементы (Mo, Cu, Co, Zn) имеют высокие значения кларка концентрации во всех интрузивных породах. Ниобий характерен для долерита, а бостонит обогащен танталом и ниобием.

Наблюдается отчетливое сходство в содержаниях U и Th в двуслюдяных гранитах Эль Села и других районов Египта.

Выявлены следующие генетические особенности интрузивных пород исследуемого района.

Двуслюдяные граниты микрограниты и бостониты принадлежат известково-щелочной серии, а долериты относятся к толеитовой серии.

Изученные пробы двуслюдяных гранитов, микрогранитов и долеритов находятся в поле мета- и/или перглиноземистых пород, а бостониты оказываются в поле перщелочных пород

Изученные двуслюдяные граниты и микрограниты находятся в поле пост-коллизийных гранитов а долериты и бостониты попадают в поле внутриплитного режима.

Двуслюдяные граниты, микрограниты и бостониты Эль Села образуют вариационные тренды со щелочным полевым шпатом. Это согласуется с их гиперсольвусным характером и

высокой долей пертита. С другой стороны, долериты оказываются на границе между трендами пироксена и биотита.

Таблицы (5.1). Основные геохимические характеристики интрузивных пород района Эль-Села.

	Двуслюдяной гранит	Микрогранит	Долерит	Бостонит
Классификация	Гранит	Гранит	Габбро	Сиенит
Кларк концентрации (КК)	Ni _{35,8} - Mo _{7,8} - U _{2,7} - Co _{2,4} .	U _{54,9} - Ni _{19,7} - Co _{7,3} - Mo _{5,4} - Zn _{3,6}	U _{37,22} - Mo _{17,8} - Cs _{10,96} - Nb _{9,1} - Sn _{7,3} -W _{4,3} - Th _{3,9} - Y _{3,6} - Zr _{2,9} - Ni _{2,3} .	Ni ₅₄ - Mo _{13,6} - Rb _{9,8} - Ta _{5,3} - Nb _{4,4} - Cu _{3,3} - Y _{2,4} - U _{2,3} -
REE	Легких РЗЭ (LREE) > тяжелых РЗЭ (HREE) . отрицательной Eu аномалией	LREE >HREE Безотрицательной Eu аномалией	LREE >HREE отрицательной Eu аномалией	LREE >HREE отрицательной Eu аномалией
(La/Yb)N	11.1	10.8	14.9	13.3
∑REEs	44.8	99.6	594	388
Тип магмы	Известково-щелочная магматическая серия	Известково-щелочная магматическая серия	Толитовая магматическая серия	Известково-щелочная магматическая серия
	Перглиноземистые граниты	Перглиноземистые граниты	Мета глиноземистые	Перщелочные
Тектоническая положение	Пост-коллизийных	Пост-коллизийных	Внутриплитные	Внутриплитные
Петрогенезис	Оказываются в тренде фракционирования щелочного полевого шпата,	Оказываются в тренде фракционирования щелочного полевого шпата,	Оказываются на границе между трендами пироксена и биотита.	Оказываются в тренде фракционирования щелочного полевого шпата,
Температура кристаллизации	700-750 °С	750-800 °С	800-950 °С	950-1020 °С

Температура кристаллизации двуслюдяного гранита колеблется от 700 до 750°C, микрогранита - от 750 до 800°C, температура долерит меняется от 800 до 950°C, температура бостонита оценивается в интервале от 950 до 1020°C.

Геохимические особенности минералов

Проведено систематическое исследование минерального состава рудных и аксессуарных минералов из различных интрузивных пород области Эль Села. Интрузивные породы области Эль Села содержит первичные (торит, ураноторит, брокит, ауерлит, коффинит, уранинит, настуран) минералы тория и урана, и вторичные (Аутенит, Казолит, Уранофан) минералы урана. Выявлена ассоциация сульфидов (пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, молибденит и галенит) и самородных минералов ($Au_{сам}$, $Ag_{сам}$, $Ni_{сам}$, $Fe_{сам}$, $Cu_{сам}$, $Ni_{сам}$).

Впервые диагностировано 18 новых минералов в интрузивных породах области. В двуслюдяных гранитах впервые обнаружен ауерлит, брокит и самородное серебро. В микрогранитах - коффинит, казолит, самородное золото, самородный никель, самородное железо и самородная медь. В долерите выявлены коффинит и уранинит. В бостоните зафиксированы впервые коффинит, циркон, монацит, бастнезит и рутил. В яшмоидах обнаружены настуран и коффинит.

Прикладные аспекты геохимии интрузивных пород

В результате проведенных исследований оценено содержание химических элементов эталонных проб интрузивных пород и их субмикронной (водорастворимой) фракции.

Доля субмикронной (коллоидно-солевой) фракции интрузивных пород меняется от 1,31 до 1,78 вес %. Размер частиц субмикронной фракции (СМФ) меняется от 566 до 679 нм.

Установлены содержания микроэлементов в СМФ интрузивных пород: Ni обогащена СМФ двуслюдяных гранитов; U, Rb и Sr накапливаются в СМФ микрогранитов.

Наиболее высокие относительные доли химических элементов, находящихся в субмикронной фракции с учетом весовой доли фракции, характерны для Zn, Cu, Ni. Подвижность Rb, Sr, Ba наиболее высока у микрогранита, который в наибольшей степени подвержен вторичным изменениям. Уран накапливается в СМФ бостонита. В целом, наименее подвижны. Pb, REE и Y; U и Th обладают относительно невысокой подвижностью. При химическом выветривании интрузивных пород Zn, Cu, Ni переходят в подвижное состояние и могут мигрировать на окружающие территории. U, Th, Pb образуют вторичные минералы; REE и Y находятся в интрузивных породах, преимущественно в минеральной форме и являются наименее подвижными.

Был оценен геохимический потенциал интрузивных пород района Эль Села. Он составляет (тонн) (Таблица 5.2.).

Таблица 5.2. Геохимический потенциал интрузивных пород Эль Села области, тонн.

Элемент	Двухслюдяной гранит (n=9)	Микрогранит (n=5)	Долерит (n=5)	Бостонит (n=5)
U	6.5	3.1	0.3	0.02
REE	40.7	1.9	5.5	1.3
Ni+Mo	121.7	1.5	3.2	0.65

Двухслюдяной гранит занимает наибольшую площадь и обладает наибольшим геохимическим потенциалом урана, редкоземельных элементов, никеля и молибдена. Они рекомендуются в качестве комплексного источника сырья.

Список литературы

1. Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F-гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье, Издательство Наука, Санкт-Петербург, 2007., С.148.
2. Быховер Н.А., Коннов Л.П. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов, ч. 1, второе издание, 1989.
3. Гхонеим М.М., Абдель Гавад А.Е. Урановая минерализация жильного типа в Восточной пустыне Египта // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. 2017. № 14. С. 5-16.
4. Гхонеим М.М., Панова Е.Г. Подвижные формы химических элементов интрузивных пород Восточной пустыни Египта (область Эль Села) // Записки Горного института. 2018. Т. 234. С. 573-580.
5. Ерохин, Ю. В., Иванов, К., Хиллер, В. В. Акцессорная минерализация гранитоидов А-типа из фундамента Тыньярской площади (восточная часть Западно-Сибирской плиты) //Известия Уральского государственного горного университета. 2013. №. 3 (31). С. 10-17.
6. Олейникова Г. А. Панова, Е. Г., Русанова, Л. И., Шишлов, В. А. Нанотехнологический способ определения наличия и количественного содержания редких и рассеянных химических элементов в горных породах, рудах и продуктах их переработки //изобретения. полезные модели. официальный бюллетень федеральной службы по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам. 2009. №. 10.
7. Олейникова Г.А. Панова Е.Г., Шишлов В.А., Русанова Л.И. Нанотехнологический способ определения наличия и количественного содержания редких и рассеянных химических элементов в горных породах, рудах и продуктах их переработки. Патент RU № 2370764 // Роспатент. 2010. № 5. С. 9-10. 73.
8. Олейникова Г.А., Панова Е.Г. Геоинформационный ресурс анализа нанофракций горных пород //Литосфера 2011. № 1. С. 83-93. 72.
9. Олейникова Г.А., Панова Е.Г. Информационный ресурс анализа нанофракций почв // Вестник СПбГУ. 2007. Сер.7. В.1. С.60-66. 71.
10. Олейникова Г.А., Панова Е.Г., Вялов В.И., Кудряшов В.Л., Сербина М.Н., Фадин Я.Ю. Нанотехнологический способ извлечения рения из пород и руд черносланцевых

формаций и продуктов их переработки. Патент RU № 2455237 // Роспатент. 2014. № 2. С. 4-5.

11. Панова Е.Г., Олейникова Г.А., Фадин Я.Ю. Наногеохимия – новая область развития геохимии // Геология, экология и эволюционная география, СПб.: Из-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. Т.10. С. 109-116.
12. Складов Е.В., Бараш И.Г., Буланов В.А., Гладколюб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Сизых А.И.: Интерпретация геохимических данных, Интерметинжиниринг, Москва, 2001, 288 с
13. Соколов С.В., Марченко А.Г., Шевченко С.С. Временные методические указания по проведению геохимических поисков на закрытых и полузакрытых территориях. СПб.: ВСЕГЕИ. 2005. 98 с.
14. Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования //СПб.: Изд-во СПб. ун-та. 2002. С. 241.
15. Фридрихсберг Д.А. Курс коллоидной химии. СПб: Лань, 2010. 416 с.
16. Abbady A.G., El-Arabi A.M., Abbady A. Heat production rate from radioactive elements in igneous and metamorphic rocks in Eastern Desert, Egypt//Appl Radiat Isot. 2006. Vol. 64. P. 131–137.
17. Abd El-Naby H.A. Genesis of secondary uranium minerals associated with jasperoid veins, El Erediya area, Eastern Desert, Egypt // Mineral. Deposita, 2008. Vol. 43. P. 933-944.
18. Abd El-Naby H.H., Dawood Y.H. Natural attenuation of uranium and formation of autunite at the expense of apatite within an oxidizing environment, South Eastern Desert of Egypt // Applied Geochemistry, 2008. Vol. 23. P. 3741-3755.
19. Abdalla H. M. Geochemistry and origin of rare metal mineralization of Um Safi felsite, central Eastern Desert, Egypt //Egypt. Jour. Geol. 2001. Vol. 45. №. 1. P. 131-149.
20. Abdel Gawad A. E., Ibrahim E. M. Activity ratios as a tool for studying uranium mobility at El Sela shear zone, southeastern Desert, Egypt //Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 2016. Vol. 308. №. 1. P. 129-142.
21. Abdel Gawad A.E., Orabi A.H., Bayoumi M.B. Uranium evaluation and its recovery from microgranite dike at G. El Sela area, South Eastern Desert, Egypt // Arabian Journal of Geosciences, 2015. Vol. 8. № 7. P. 4565-4580.
22. Abdel Hamid A. A., El Sundoly H. I., Steet A. A. A. Hydrothermal alteration and evolution of Zr-Th-U-REE mineralization in the microgranite of Wadi Ras Abda, North Eastern Desert, Egypt //Arabian Journal of Geosciences. – 2018. Vol. 11. №. 11. P. 273.

23. Abdel-Khalek M. L. Tectonic evolution of the basement rocks in the southern and central Eastern Desert of Egypt // Evolution and Mineralization of the Arabian-Nubian Shield. 1979. V. 1. P. 53-62.
24. Abdel-Meguid A. A. Late Proterozoic Pan African tectonic evolution of the Egyptian part of the Arabian-Nubian Shield // Middle East Research Center (MERC) Ain Shams Univ., Cairo, Egypt. Earth Sc Ser. – 1992. – Vol. 6. – P. 13-28.
25. Abdel-Meguid A.A., Cuney M., Ammar S.E., Ibrahim T.M., Ali K.G., Shahin H.A., Omer S.A., Gaafar I.M., Masoud S.M., Khamis A.A., Haridy M.H., Kamel A.I., Abdel Gawad A.E., Mostafa B.M., Abo Donia A.M., Aly E.M. Uranium potential of Eastern Desert Granites, Egypt // Internal Report for Project: EGY/03/014: Technical Assistance by (IAEA), 2003. P. 270.
26. Abdel-Monem A.A., Hurley P.M. U–Pb dating of zircon from psammitic gneisses, Wadi Abu Rosheid-Wadi Sikait area, Egypt // Institute of Applied Geology Bulletin, King Abdulaziz University Jeddah, Saudi Arabia, 1979, Vol. 2, P.165–170.
27. Abouelnaga H.S.O., El-Shayeb H., Ammar S.E., Haridy H.M., Donia A.A. Detailed ground radiometric surveys on Gabal El Sela, Southeastern Desert, Egypt // Arabian Journal of Geosciences, 2014. Vol. 7. № 4. P. 1577-1586.
28. Abu-Deif A., Ammar S.E., Mohamed N.A. Geological and geochemical studies of black silica at El-Missikat Pluton, Central Eastern Desert, Egypt // Proc. Egypt. Acad. Sci., 1997. Vol. 47. P. 335-346.
29. Abu-Deif A., El-Tahir M. A new uranium occurrence, Gabal El-Missikat prospect, Central Eastern Desert, Egypt // JKAU: Earth Science, 2008. Vol. 19. P. 85-97.
30. Alekseev V. I., Polyakova, E. V., Machevariani, M. M., Marin, Y. B. Evolution of zircons from postorogenic intrusive series with Li-F granites, Russian Far East // Geology of Ore Deposits. 2014. Vol. 56. №. 7. P. 513-530.
31. Ali K. G. Structural control of El Sela granites and associated uranium deposits, Southern Eastern Desert, Egypt // Arabian Journal of Geosciences. 2013. Vol. 6. №. 6. P. 1753-1767.
32. Ali M. A., Lentz D. R. Mineralogy, geochemistry and age dating of shear zone-hosted Nb-Ta-, Zr-Hf-, Th-, U-bearing granitic rocks in the Ghadir and El-Sella areas, South Eastern Desert, Egypt // Chinese Journal of Geochemistry. 2011. Vol. 30. №. 4. P. 453.
33. Amer T.E., Ibrahim T.M., Omer S.A. Microprobe studies and some rare metals recovery from El-Missikat mineralized shear zone, Eastern Desert, Egypt // The 4th International Conference of the Geology of Africa, 2005. Vol. 2. P. 225-238.

34. Assaf H.S., Ibrahim M.E., Ammar S.E., Shalaby M.H., Rashed M.A. Geological, mineralogical studies on the radioactive mineral occurrences at Qash Amir area, south Eastern desert, Egypt: *Egypt Min.*, 1999. Vol. 11, P.135–156.
35. Attawiya M.Y. Mineralogical study of El Erediya-1 uranium occurrence, Eastern Desert, Egypt // *Arab. J. Nucl. Sci. Tech.*, 1983. V. 16. P. 221-236.
36. Attia A.M., Hegab O.A. Morsi A.M. A contribution to the mineralogy of manganese deposits of Halaib, Eastern Desert, Egypt// *Bulletin of Fac. Sci. Mansoura University*. 1978. Vol. 6, P. 59–474.
37. Bakhit F.S. Determination of uranium possibility occurrence in the late orogenic granites of Upper Proterozoic, Eastern Desert, Egypt // *Mining Geology*, 1987. Vol. 37. № 1. P. 29-43.
38. Barker F. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin // *Developments in petrology*. – Elsevier, 1979. – Vol. 6. – p. 1-12.
39. Barsukov V.L., Sokolova N.T., Ivanitskii O.M. Metals, arsenic, and sulfur in the Aue and Eibenstock granites, Erzgebirge // *Geochem. Inter.*, 2006. Vol. 44. P. 896-911.
40. Basham I.R., Matos Dias J.M. Uranium veins in Portugal // In: *Vein type uranium deposits*. TECDOC-361, IAEA, Vienna, 1986. P. 181-192.
41. Basta E. Z., Saleeb W. S. Mineralogy of the manganese ores of Elba area south Eastern Desert // *UARJ Geol*, 1971. Vol. 15. №. 1. P. 29-48.
42. Benisek A., Finger F. Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: a microprobe study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. Vol. 114. №. 4. P. 441-451.
43. Boynton W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Developments in geochemistry*. – Elsevier, 1984. – Vol. 2. – P. 63-114.
44. Campbell D.D. Port Radium mine // *Structural Geology of Canadian Ore Deposits, Volume It. Can. Inst. Min. Metall. Congr.*, 1957. P. 177-189.
45. Carl C., Dill H.G., Kreuzer H., Wendt I. U-Pb dating of ores in NE Bavaria // *Terra Cognita*, 1983. Vol. 3. P. 195-196.
46. Cathelineau M., Boiron M.C., Holliger P., Poty B. Metallogenesis of the French part of the Variscan orogen. Part II: time-space relationships between U, Au and Sn-W ore deposition and geodynamic events-mineralogical and U-Pb data // *Tectonophysics*, 1990. Vol. 177. P. 59-79.
47. Cathelineau M. Les gisements d' uranium lies spatialement aux leucogranites Sud Armoricaïns et a leur encaissant metamorphique, *Sci. Terra, Mem.*, Nancy. 1981. Vol. 42. P. 475.
48. Cermak V., Huckenholz, H.G., Rybach, L., Schmid, R. Radioactive heat generation in rocks; Chapter 4.4 in: *Landolt-Börnstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and*

- Technology (K.-Hellwege,ed.), New Series//Group V. Geophysics and space research, Physical properties of rocks, supvolume b, Sprenger-verlag Berline, Heidelberg, New York. 1982. Vol. 1. P. 433-481.
49. Chapot G., Couprie R., Dumas J., Leblanc P., Kerouanton J.L. L'uranium vendéen. Cahiers du Patrimoine, no 45, Dir Reg Affaires Cult Pays de la Loire, Nantes, 1996. P. 221
50. Church W. R. Granitic and metamorphic rocks of the Taif area, western Saudi Arabia: Discussion and reply: Discussion //Geological Society of America Bulletin. – 1979. – Vol. 90. – №. 9. – P. 893-894.
51. Clark S. P., Petman, Z. E. and Heier, K. S. Abundances in uranium, thorium and potassium //Handbook of physical constants. 1966. P. 521-541.
52. Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P. Atlas of zircon textures: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003. Vol.53. P. 469–500.
53. Cox K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. The interpretation of igneous rocks. London, Allen and Unwin. 1979. P. 450 .
54. Cullers R.L., Graf J. L. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks–ore petrogenesis //Developments in geochemistry. Elsevier, 1984. Vol. 2. P. 275-316.
55. Cuney M., Kyser, K., Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration //Mineralogical Association of Canada Short Course Series. 2008. Vol.39. P. 79-95.
56. Cuney M., Le fort P., Wang Z.X. Uranium and Thorium Geochemistry and Mineralogy in the Manaslu leucogranite (Nepal, Himalaya)//Geology of Granites and Their Metallogenic Relations (Proceedings of a Symposium), Nanjing, University Sciences Editions. 1984. 853–873.
57. Dardier, A.M. Morphology and geochemistry of zircon associated with uranium mineralization in Gattar granitic pluton, north Eastern Desert, Egypt//Journal Mineral Society Egypt. 1999. Vol. 11. P. 91–104.
58. Darnley A. G. Hot granites: some general remarks//Uranium in granites workshop; Ottawa, Canada.1982. P. 1-10.
59. Dawood Y.H., Abd El-Naby H.H. Mineralogy and genesis of secondary uranium deposits, Um Ara area, south Eastern Desert, Egypt // Journal of African Earth Sciences, 2001.Vol. 32. № 2. P. 317-323.

60. Dawoud M. The nature and origin of U-bearing fluids as revealed from zircon alteration: examples from the Gattarian granites of Egypt//The Sixth International Conference on Geochemistry, Alexandria University, Egypt. 2004. P. 875–891.
61. Debon F., Le Fort P. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations //Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh. 1983. Vol. 73. №. 3. P. 135-149.
62. Deer W.A., Howie R.A., Zussmann J. An introduction to the rock forming minerals// Longmans. London.1992. 696 p.
63. Dessouky O.K. Genetic link between uranium mineralization and the emplacement of limited intrusion adjacent to alkaline granites, Abu Hamr area, north Eastern Desert, Egypt//Arab J Geosci. 2018.Vol. 11. P.1-15.
64. Dixon T.H. Evolution of continental crust in the Late Precambrian Egyptian Shield. – California Univ., San Diego (USA), 1979.
65. Dolníček Z., René M., Hermannová S., Prochaska W. Origin of the Okrouhlá Radouň episyenite-hosted uranium deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: fluid inclusion and stable isotope constraints // Mineral. Deposita, 2013. Vol. 49. P. 409-425.
66. Eikenberg J. Comparative dating of U minerals using the U-Xe, U-Kr and U-Pb systems and supplementary investigations concerning the production of Ne and Ar by nuclear processes. Ph.D. Thesis. ETH Zürich, 1988.
67. El Arabi A.M., Abbady A.G., Khalif I.H. Geochemistry and radioactive characteristics of the garnetiferous granite of Um Sleimat Area, Egypt. J Earth Sci. 2007. Vol. 1. P. 9–20.
68. El Bahat A., Ikenne M., Söderlund,U., Cousens B., Youbi,N., Ernst,R., Hafid A. U–Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas Drâa Inlier of the Anti-Atlas of Morocco: newly identified 1380 Ma event in the West African Craton //Lithos. 2013. Vol. 174. P. 85-98.
69. El Gaby S. Petrochemistry and geochemistry of some granites from Egypt //Neues Jahrb. Miner. Abh. 1975. Vol. 124. P. 147-189.
70. El Gaby S., List,F. and Tehrani, R. The basement complex of the Eastern Desert and Sinai//In: Said R. (ed.), The Geology of Egypt. Balkema, Rotterdam, 1990. P. 175-200.
71. El Gaby S.; List F. K. and Tehrani, R., Geology, evolution and metallogenesis of the Pan-African belt in Egypt //The Pan-African belt of the northeast Africa and adjacent areas. 1988. P. 17-68.

72. El Mansi M.M., Dardier A.M., Abdel Ghani I.M. Crystal habit and chemistry of zircon as a guide for uranium redistribution in Gabal Ria El-Garrah area, Eastern Desert, Egypt//Delta Journal Science. 2004. Vol. 28. P. 19–30.
73. El Mezayen, A. M., El-Balakssy, S. S., Abdel Ghani, I. M. and El-Setouhy, M. S. Radioactive mineralization of granitic rocks and their surrounding stream sediments at Gabal Rei El-Garrah area, Central Eastern Desert, Egypt//Nat Sci. 2017. Vol. 15. №. 12. P. 61-78.
74. El Ramly M. F. and Akaad, M. K., The basement complex in the central Eastern Desert of Egypt between latitudes 24 30 and 25 40 N //Geological Survey of Egypt. 1960. P. 33.
75. El Ramly M.F. A new geological map for the basement rocks in the Eastern and South-Eastern deserts of Egypt, scale 1:1,000,000. Ann. Geol. Surv. Egypt. 1972. Vol. 2, P. 1-18.
76. El Ramly M.F., Hermina M.H. Geologic map of the Aswan Quadrangle, Egypt (Scale 1:500,000). EGSMA, Cairo, Egypt. 1978.
77. El Shazly E. M. On the classification of the Precambrian and other rocks of magmatic affiliation in Egypt //Proceedings of the 2nd international geological congress, New Delhi. 1964. Vol. 10. P. 88-101.
78. El-Shazly M. F., El-Dissowky A., Salem T., Osman M. Synthesis and electron spin resonance studies of copper (II) complexes with acid amide derivatives of 2-amino and 2, 6-diaminopyridine //Inorganica Chimica Acta. 980. Vol. 40. P. 1-6.
79. Elsaid M., Aboelkhair H., Dardier D., Hermas E., Minoru U. Processing of multispectral ASTER data for mapping alteration minerals zones: as an aid for uranium exploration in El Missikat-Eleridiya granites, Central Eastern Desert, Egypt // Open Geology Journal, 2014. Vol. 8. P. 69-83.
80. El-Shatoury H. M., Mostafa M. E., Nasr F. E. Granites and granitoid rocks in Egypt, a statistical approach of classification //Chem. Erde. 1984. Vol. 43. P. 229-246.
81. El-Sokkary A. A. Geochemical studies of some granites in Egypt //UAR Unpublished. 1970.
82. Engel A. E. J., Dixon T. H., Stern R. J. Late Precambrian evolution of Afro-Arabian crust from ocean arc to craton //Geological Society of America Bulletin. 1980. Vol. 91. №. 12. P. 699-706.
83. Esmail E.M., Tawfik S.Z. Geochemistry and uranium–thorium distributions in the younger granites of Esh El-Mallaha range, North Eastern Desert, Egypt//Int J Innov Sci Eng Technol 2015. Vol. 2. №. 12. P.411–434.
84. Fawzy K.M. Characterization of a post Orogenic A-type granite, Gabal El Atawi, central Eastern Desert, Egypt: geochemical and radioactive perspectives//Open J Geol. 2017. Vol. 7. №. 1. P. 93–117.

85. Fowler A., Osman A. F. The Sha'it–Nugrus shear zone separating Central and South Eastern Deserts, Egypt: A post-arc collision low-angle normal ductile shear zone // *Journal of African Earth Sciences*. – 2009. Vol. 53. №. 1-2. P. 16-32.
86. Friedrich M.H., Cuney M., Cregu G. Uranium enrichment processes in peraluminous magmatism. // *Uranium deposits in magmatic and metamorphic rocks*. International Atomic Energy Agency (IAEA). 1989. Vol. 20. №. 1. P. 253.
87. Frondel C. Systematic mineralogy of uranium and thorium // *US Geol Surv Bull*. 1958. Vol. 1064. P. 400.
88. Gaafar I., Cuney M., Abdel Gawad A. Mineral chemistry of two-mica granite rare metals: impact of geophysics on the distribution of uranium mineralization at El Sela shear zone, Egypt // *Open Journal of Geology*. 2014. Vol. 4. P. 137–160.
89. Gass I. G. The evolution of the Pan African crystalline basement in NE Africa and Arabia // *Journal of the Geological Society*. 1977. Vol. 134. №. 2. P. 129-138.
90. Geisler T., Pidgeon, R.T., Kurtz, R., Van Bronswijk, W., Schleicher, H. Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon // *American Mineralogist*, 2003a. Vol. 88, P. 1496–1513.
91. Ghoneim M.M., Abdel Gawad A.E. Chemical composition of uranium and thorium minerals of El Sela area, Eastern Desert, Egypt // VII Readings memory S.N. Ivanova, in Russian. 2018b. P. 214–216.
92. Ghoneim M.M., Abdel Gawad A.E. Vein-type uranium mineralization in the Eastern Desert of Egypt. *News of the Ural State Mining University*. 2018a. Vol. 1. №. 49. P. 33–38.
93. Ghoneim M.M, Saleh G.M., Dawoud M.D., Azab M.M., Mahmoud A.M., Awad H.A. Geochemistry, uranium, thorium and rare earth elements of trachyte dykes of Umm Salatit mountain area, Central Eastern Desert, Egypt. // *News of the Ural State Mining University* 2018. Vol. 51. №. 3 P. 7-18.
94. Greenberg J. K. Characteristics and origin of Egyptian younger granites: summary // *Geological Society of America Bulletin*. 1981. Vol. 92. №. 5. P. 224-232.
95. Grenne T. O. R., Roberts D. The Hølanda Porphyrites, Norwegian Caledonides: geochemistry and tectonic setting of Early–Mid-Ordovician shoshonitic volcanism // *Journal of the Geological Society*. 1998. Vol. 155. №. 1. P. 131-142.
96. Grigoryev N.A. Mean content of chemical elements in rocks of the tom part of the continental crust // *Geochemistry*. 2003. Vol. 7. P. 785–792. (In Russian)

97. Guiollard P.C., Milville G. l'Uranium de deux "Prives". France, 2003. P.141
98. Hamimi Z., Abd El-Wahed M. A., Gahlan H. A., & Kamh, S. Z. (2019). Tectonics of the Eastern Desert of Egypt: Key to Understanding the Neoproterozoic Evolution of the Arabian–Nubian Shield (East African Orogen) //The Geology of the Arab World-An Overview. – Springer, Cham. 2019. P. 1-81.
99. Hashad A. H., Hassan M. A. On the validity of an ensimatic island arc cratonization model to the evolution of the Egyptian Shield //Ann. Geol. Surv. Egypt. 1979. Vol. 9. P. 70-80.
100. Hassan M.A., Hashad A.H. Precambrian of Egypt. The anorogenic alkalic rocks, South Eastern Desret, Egypt//Annal Geological Survery. Egypt. 1990. Vol. 9, P. 81–101.
101. Heinrich E.W. Geology of radioactive raw materials//McGraw-Hil.l 1958. New York P. 654.
102. Hofmann B., Eikenberg J. The Krunkelbach uranium deposit, Schwarzwald, Germany; correlation of radiometric ages (U-Pb, U-Xe-Kr, K-Ar, 230Th-234U) // Economic Geology, 1991. Vol. 86. P. 1031-1049.
103. Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis //Reviews in mineralogy and geochemistry. 2003. Vol. 53. №. 1. P. 27-62.
104. Hussein A. A. A., Ali M. M., El Ramly M. F. A proposed new classification of the granites of Egypt //Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1982. Vol. 14. №. 1-2. P187-198.
105. Hussein H.A., El Tahir M.A., Abu-Deif A. Uranium mineralization through exploratory mining work, south Qena-Safaga midway, Eastern Desert, Egypt // 3rd Mining, Petroleum and Metallurgy Conference, Cairo University, Egypt, 1992. Vol. 1. P. 92-105.
106. Hussein H.A., Hassan M.A., El-Tahir M.A., Abou-Deif A. Uranium-bearing siliceous veins in younger granites, Eastern Desert, Egypt // In: Vein Type Uranium Deposits. International Atomic Energy Agency, IAEA-TECDOC-361, 1986. P. 143-157.
107. Hussein, H.A., Faris M.I., Makram W. Radioactivity of some accessory minerals especially zircon in some Egyptian granites and pegmatites. Journal Geology UAR. 1965. Vol. 9. №. 2. P.13–16.
108. Ibrahim M. E., Aly G. M., El-Tohamy A. M. Mineralogical and geochemical aspects of Nubia sandstons at Gabel El ghurfa, southeastern desert, Egypt //Arab Journal of Nuclear Sciences and Applications. 2012. Vol. 45. №. 2. P. 117-129.

109. Ibrahim M.E., Zalata A.A., Assaf H.S., Ibrahim I.H., Rashed M.A. El Sella shear zone, South Eastern Desert, Egypt. Example of vein-type uranium deposit // The 9th International Mining, Petroleum and Metallurgical Engineering Conference, 2005. P. 41-55.
110. Ibrahim T.M., Amer T.E., Ali K.G., Omar S.A. Uranium potentiality and its extraction from El Sella shear zone, South Eastern Desert Egypt // Faculty of Science, Minufia University, 2007. Vol. 21. P. 1-18.
111. Ibrahim, M. E., Attawiya, M. Y., Osman, A. M., & Ibrahim, I. H. Occurrence of uranium bearing minerals in Um Safi pyroclastics, Central Eastern Desert, Egypt // Egyptian Journal of Geology. 2002. Vol. 46. №. 1. P. 39-54.
112. Irvine T. N. J., Baragar W. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian journal of earth sciences. 1971. Vol. 8. №. 5. P. 523-548.
113. Janeczek J., Ewing R. C. Structural formula of uraninite // Journal of Nuclear Materials. 1992. Vol. 190. P. 128-132.
114. Jiashu R., Zehong, H. Form of uranium occurrence and its distribution in uraniferous granites// Geology of Granites and their Metallogenic Relations, Proc. Symp. Nonjing, University Press, Beijing, 1984. P. 621–635.
115. Johnson P. R., Woldehaimanot B. Development of the Arabian-Nubian Shield: perspectives on accretion and deformation in the northern East African Orogen and the assembly of Gondwana // Geological Society, London, Special Publications. 2003. Vol. 206. №. 1. P. 289-325.
116. Kabesh M. L. On the chemical behaviour origin and tectonic setting of some younger granitoids, Eastern Desert. A review // Bull. Fac. Sci., Zagazig Univ. 1987. Vol. 9. P. 300-336.
117. Kennedy W. Q. The structural differentiation of Africa in the Pan-Africa (± 500 my) tectonic episode // Univ, Leeds, Res. Inst. African Geol., Ann. Rept. 1964. P. 48-49.
118. Khaffagy M.B. The granites of Aswan and their accessory zircons// Unpublished M.Sc. thesis, Assuit University. 1964. P. 192.
119. Khawassek Y.M., Eliwa A.A., Abdel Gawad E.A., Abdo, S.M. Recovery of rare earth elements from El-Sella effluent solutions// J Rad Res Appl Sci. 2015. Vol. 8. P. 583–589.
120. Kříbek B., Žák K., Dobeš P., Leichmann J., Pudilová M., René M., Scharm B., Scharmová M., Hájek A., Holeczy D., Hein U.F., Lehmann B. The Rožná uranium deposit (Bohemian Massif, Czech Republic): shear zone-hosted, late Variscan and post-Variscan hydrothermal mineralization // Mineral. Deposita, 2009. Vol. 44. P. 99-128.
121. Kröner A. Pan African plate tectonics and its repercussions on the crust of northeast Africa // Geologische Rundschau. 1979. Vol. 68. №. 2. P. 565-583.

122. Kröner A., Wilde S. A., Li J. H., Wang, K. Y. Age and evolution of a late Archean to Paleoproterozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2005. Vol. 24. №. 5. P. 577-595.
123. Kusky T. M., Li J. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2003. Vol. 22. №. 4. P. 383-397.
124. Larin A.M. Rapakivi granite and associated rocks. 2011. P. 402, (In Russian).
125. Leroy J. The Margnac and Fanay uranium deposits of the La Crouzille district (western Massif Central, France), geologic and fluid inclusion studies // *Economic Geology*. 1978. Vol. 73. P. 1611-1634.
126. Leroy J., Cathelineau M. Les minéraux phylliteux dans les gisements hydrothermaux d'uranium I les micas hérités et néoformés // *Bull Miner*. 1982. Vol. 105. P. 99-109.
127. Mahdy N. M., El Kalioubi B. A., Wohlgemuth-Ueberwasser C. C., Shalaby M. H., El-Afandy A. H. Petrogenesis of U- and Mo-bearing A2-type granite of the Gattar batholith in the Arabian Nubian Shield, Northeastern Desert, Egypt: Evidence for the favorability of host rocks for the origin of associated ore deposits // *Ore Geology Reviews*. 2015. Vol. 71. P. 57-81.
128. Mann A. W., Deutscher R. L. Solution geochemistry of lead and zinc in water containing carbonate, sulphate and chloride ions // *Chemical Geology*. 1980. Vol. 29. №. 1-4. P. 293-311.
129. Mason B. Principles of geochemistry // 3rd Ed. John Wiley, New York, 1966. P. 310.
130. Middlemost E. A. K. Magmas and magmatic rocks // Longman London. 1985. P. 20.
131. Min M. Peng X. Wang J. Osmond J.K. Uranium-series disequilibria to study recent migration of uranium in a sandstone-hosted uranium deposit, NW China // *Appl. Radiat. Isot.*, 2005. Vol. 63. P. 115-125.
132. Moreau, M.L.' uranium et les granitoïdes: Essai d'interprétation. // *Geology, Mining and Extractive Processing of Uranium, Symp. I.M.M. (Inst. Min. Metall.)*. London, 1977. P. 83-102.
133. Noweir A.M.; Sewifi B. M. and Abu El Ela A. M. Geology, Petrography, Geochemistry and Petrogenesis of the Egyptian younger granites // *Qatar Univ. Sci., Bull*, 1990. Vol. 10, P. 363-393.
134. Orgun Y., Altınsoy N., Gultekin A.H., Karahan G., Celebi N. Natural radioactivity levels in granitic plutons and groundwaters in southeast part of Eskişehir, Turkey // *Appl Radiat Isot*. 2005. Vol. 63. P. 267-275.

135. Osmond J. K., Dabous A. A., Dawood Y. H. U series age and origin of two secondary uranium deposits, central Eastern Desert, Egypt //Economic Geology. 1999. Vol. 94. №. 2. P. 273-280.
136. Pearce J.A.A. user's guide to basalt discrimination diagrams //Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes. 1996. Vol. 12. P. 79-113.
137. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks //Journal of petrology. 1984. Vol. 25. №. 4. P. 956-983.
138. Pérez del Villar L., Moro C. Las mineralizaciones intragraníticas de Uranio en el batolito de Cabeza de Araya (provincia de Cáceres): El Saguazal, Brechas NNE y LaZafrilla // Stud. Geol. Salmant, 1991. Vol. 27. P. 245-262.
139. Pidgeon R. T. Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications //Contributions to Mineralogy and Petrology. 1992. Vol. 110. №. 4. P. 463-472.
140. Pointer C.M., Ashworth J.R., Ixer R.A. The zircon-thorite mineral group in metasomatized granite, Ririwai, Nigeria. geochemistry and metastable solid solution of thorite and coffinite. Miner Petrol. 1988. Vol. 38. №. 4. P. 245-262.
141. Poty B., Cuney M., Friedrich M. Uranium deposits spatially related to granites in the French Part of the Hercynian Orogeny, vein type uranium deposits // IAEA-TECDOC-361, IAEA, Vienna, 1986. P. 215-246.
142. Pupin J. P. Zircon and granite petrology //Contributions to Mineralogy and Petrology. 1980. Vol. 73. №. 3. P. 207-220.
143. Ragab A. I. On the petrogenesis of the Dokhan Volcanics of the northern Eastern Desert, Egypt //MERC Ain Shams Univ Earth Sci Ser. 1987. P. 151-158.
144. Ramadan T.M., Ibrahim T.M., Said A., Baiumi M.B. Application of remote sensing in exploration for uranium mineralization in Gabal El Sela area, South Eastern Desert, Egypt // J. Remote Sens. Space Sci., 2013. Vol. 16. P. 199-210.
145. Raslan M. F., El-Feky M. G. Radioactivity and mineralogy of the altered granites of the Wadi Ghadir shear zone, South Eastern Desert, Egypt //Chinese Journal of Geochemistry.2012. Vol. 31. №. 1. P. 30-40.
146. Read H.H. Rutley's elements of mineralogy //Published by S.K. Jam for CBS Publishers and Distributors, Delhi, India. 1984. 560 p.

147. Ries A. C., Shackleton R. M., Graham R. H., Fitches W. R. Pan-African structures, ophiolites and mélange in the Eastern Desert of Egypt: a traverse at 26 N // *Journal of the Geological Society*. 1983. Vol. 140. №. 1. P. 75-95.
148. Rodrigo F., Belluco A.E. Programa nacional de desarrollo de los recursos uraníferos de la Argentina // *Uranium Deposits in Latin America: Geology and Exploration*, I.A.E.A., Vienna, 1981. P. 395–414.
149. Rogers J. J. W., Adams J. A. S. *Handbook of geochemistry* // Springer, Berlin, II/3, sections. – 1969. – Vol. 90. P. 442.
150. Rub M.G., Rub, A.K., Salmin U.P., Compositional features of zircon of rare metal granitoids, *Geochemistry*. 1994. Vol. 11, P. 76-91 (In Russian).
151. Ruzicka V. Geological comparison between East European and Canadian uranium deposits. *Geologic Survey Canada*, 1971. Pap. 70-48. P. 195
152. Ruzicka V. Vein uranium deposits // *Vein-type Ore Deposits. Ore Geology Review*, 1993. Vol. 8. P. 247-276.
153. Salman A.B., Shalaby M.H., Nosseir L.M. Gabal Gattar uranium province north Red Sea hills, Egypt//*Int Earth Sci Congr Regions*. 1994. Vol. 1, P. 89–101.
154. Salman A.B., El Aassy I.E., Shalaby M.H. New occurrence of uranium mineralization in Gabal Gattar, northern Eastern Desert, Egypt//*Ann. Geol. Surv. Egypt*. 1990. Vol. 16, 31–34.
155. Schandelmeier H. The geochronology of post-Ubendian granitoids and dolerites from the Mambwe area, northern province, Zambia //*Rep. Inst. Geol. Sci.* 1983. Vol. 83. №. 1. P. 40-46.
156. Shahin H.A.A. Zr-Y-Nb-REE mineralization associated with microgranite and basic dykes at El Sela shear zone, south Eastern Desert, Egypt // *Springer Plus*, 2014. Vol.. 3. № 573. P.12 .
157. Shalaby M.H. New occurrence of uranium mineralizations GVII, Gabal Qattar uranium prospect, north Eastern Desert, Egypt. *Bull Fac Sci Alex Univ*. 1995. Vol. 35. №. 2. P. 447–460.
158. Sims P. K., James H. L. Banded iron-formations of late Proterozoic age in the central Eastern Desert, Egypt; geology and tectonic setting //*Economic Geology*. 1984. Vol. 79. №. 8. P. 1777-1784.
159. Skublov S. G., Li X. H. Anomalous geochemistry of zircon from the yastrebitskoe rare metal deposit (SIMS-and ToF-study) //*journal of mining institute*. 2016.Vol. 222. P. 798-802.

160. Speer J.A., Solberg T.N., Becker S.W. Petrography of the Uranium-Bearing Minerals of the Liberty Hill Pluton. South Carolina: Phase Assemblage and Migration of Uranium in Granitoid Rocks/Economic Geology.1981. Vol. 76, P. 2162–2175.
161. Stern R. J. Crustal evolution in the East African Orogen: a neodymium isotopic perspective //Journal of African Earth Sciences. 2002. Vol..34. №. 3-4. P. 109-117.
162. Stern R.J. Late Precambrian crustal environments as reconstructed from relict igneous minerals, Central Eastern Desert of Egypt //Ann Geol Surv Egypt. 1979. Vol. 9. P. 9-31.
163. Stern R. J., Hedge C. E. Geochronologic and isotopic constraints on late Precambrian crustal evolution in the Eastern Desert of Egypt //American Journal of Science. 1985. Vol. 285. №. 2. P. 97-127.
164. Streckeisen A. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt, 1976. P.1-15.
165. Vavra G. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study //Contributions to Mineralogy and Petrology, 1990. V. 106. №. 1. P. 90-99.
166. Velichkin V. I., Vlasov B. P. Domal structures and hydrothermal uranium deposits of the Erzgebirge, Saxony, Germany //Geology of Ore Deposits, 2011. Vol. 53. №. 1. P. 74-83. <http://dx.doi.org/10.1134/S1075701511010053>.
167. Voitkevich G.V., Miroshnikov A.E., Povarenkyh A.S., Prokhorov V.G., A brief reference book on geochemistry- Moscow// Nedra, 1970. P. 183
168. Watson E.B., Harrison T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types //Earth and Planetary Science Letters. – 1983. Vol. 64. №. 2. P. 295-304.
169. Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis //Contributions to mineralogy and petrology. 1987. Vol. 95. №. 4. P. 407-419.
170. Wilson M. Igneous petrogenesis: A global tectonic approach//London Unwin Hyman. Boston Sydney Wellington. 1989. P. 466 .
171. Zaghoul Z.M., Zalata, A.A., Mashaal, S.E. The varietal features and growth trends of zircons in the granitoid rocks of Gabal El-Shayib area, Eastern Desert, Egypt//Mansoura Bulletin Science.1981.Vol. 8. P. 405–443.
172. Zakaria S.T. Geochemistry and Radioactivity of El Atshan-Wadi Kareem Phanerozoic volcanics, Central Eastern Desert, Egypt// PhD thesis, Alexandria University, Egypt. P. 119.

Saint Petersburg State University

Manuscript copyright



Ghoneim Mohamed Mahmoud Fathy

**Geochemical and mineralogical features of intrusive rocks El Sela region
(Eastern Desert of Egypt)**

Specialization 05.06.01 Earth Science Geology

25.00.09 « Geochemistry, geochemical methods of prospecting for minerals »

Dissertation is submitted for the degree of candidate of geological and mineralogical sciences (PhD)

Academic Supervisor:
professor of geochemistry,
Doctor of geological and mineralogical sciences
Panova Elena Gennadijevna,

St. Petersburg 2019

CONTENTS

p.

Introduction 117**Chapter I. Geological characteristics of the Eastern Desert of Egypt.....122**

1.1. Regional Geology of the Eastern Desert of Egypt..... 122

1.2. Geological characteristic of El Sela area 125

1.3. Uranium deposits in Egypt..... 135

Chapter II. Geochemical features of intrusive rocks of El Sela area..... 141

2.1. Classification and diagnosis of intrusive rocks..... 141

2.2. Trace elements 144

2.3. Genetic features of rocks 155

Chapter III. Gheochemical features of minerals163

3.1. Chemistry of uranium and thorium minerals 164

3.1.1. Primary uranium thorium minerals 164

3.1.2. Secondary uranium mineral 175

3.2. Accessory minerals in intrusive rocks 180

3.2.1. Zircon 180

3.2.2. Other accessory minerals in intrusive rocks 187

Chapter IV. Applied aspects..... 194

4.1. Migration forms of chemical elements in intrusive rocks of El Sela area 194

4.2. Geochemical potentials of intrusive rocks of El Sela area 202

Conclusions 206**References 210**

Introduction

Relevance of research.

The territory of Egypt belongs to the uranium geochemical province, within which uranium deposits of various genetic types are widely distributed. The most promising industrial facilities are vein type and are associated with granites and other intrusive rocks (Ibrahim et al., 2005; Gaafar et al., 2014; Abdel Gawad et al., 2015; Shahin, 2014; Ghoneim, Abdel Gawad, 2018).

According to the International Atomic Energy Agency (IAEA) and the United Nations (UN), uranium is still in great demand because of its widespread use in the energy sector of all countries. According to the data of these organizations, the raw material potential of Egypt's uranium is still not sufficiently estimated.

In the southern part of the Eastern Desert of Egypt, the body of two mica granites, which has an area of more than 100 km², emerges. This area is characterized by increased radioactivity. In its southwestern part, uranium manifestations are known (Kash Amer region), and the northeastern part of the batholith, the El Sela region, has not been yet extensively studied.

The purpose of the work is to identify the mineralogical and geochemical features of the intrusive formations of the El Sela region to determine the prospects for their uranium-bearing nature.

The objectives of the study include:

- 1) determination of the contents of radioactive elements and their associations in the rocks of the intrusive complex;
- 2) identification of mineral and non-mineral forms of finding uranium and associated elements;
- 3) assessment of the prospects for the intrusive complex of rocks as a comprehensive source of raw materials.

The object of research is two-mica granites, micro granite, dolerite, bostonite and jasper.

The actual material and research methods. The basis for the thesis is the material collected by the author during field work in the Eastern desert of Egypt during the field seasons 2016-2018 (more than 100 samples). Cartographic material was studied in the foundations of the Geological Survey of Egypt and in the Nuclear Materials Authority of Egypt. Macroscopic and petrographic studies were carried out under a binocular and in thin sections on a Leica microsystems DL MP optical microscope for reference sampling (55 samples). The chemical composition of minerals were performed at the resource center "Geomodel", Saint Petersburg University, Russia, using a Hitachi S-3400N Scanning Electron Microscope equipped with an Oxford Instruments Energy Dispersive Spectrometer X-Max 20. The electron beam accelerating voltage was 20 kV and the current 1 n A were used. X-ray

acquisition time was 20 seconds. The analyses of major oxides were performed by using X-ray fluorescence silicate analysis in laboratories of Saint Petersburg University, Russia. The chemical analysis of microelements was determined in the Central Laboratory of the All-Russian Federal State Budgetary Institution “VSEGEI” using the ICP-MS method on Agilent-7700 instruments. The submicron fraction (SMF) was separated by water extraction using Sartoris filters with a pore size of 1 μm , and its analysis was performed by ICP MS using an Agilent-7700 instrument (86 samples). The dimensioning of nanoparticles was carried out on the nanosight nanosizer. Statistical processing of analytical data was carried out using Excel (Microsoft), Statistica (Statsoft).

Structure and scope of work. The work consists of introduction, 4 chapters and conclusion. It contains 113 pages, including 46 figures, 38 tables and a list of references from 172 items.

In the introduction indicates the relevance of the work, formulated the goals and objectives of the study. The first chapter provides data on the geology of the area and the history of the uranium deposits of Egypt. In the second chapter, the geochemical features of the intrusive rocks of the El Sela region are considered, the genetic features of the rocks are revealed. The third chapter is devoted to geochemical features of primary and secondary uranium minerals, as well as accessory minerals. The fourth chapter deals with the mobile forms of the chemical elements of the intrusive rocks of the El Sela region. In conclusion, the main scientific results of the work and practical recommendations are given.

Key results of the research submitted for oral defence

1- On the basis of Clarke analysis, geochemical series of chemical elements for intrusive rocks of the El Sela region are identified:

two-mica granite: Ni₃₆ - Mo_{7.8} - U_{2.7} - Co_{2.4} - Cu_{1.8} - Th_{1.3}; microgranite: U₅₅ - Ni₂₀ - Co_{7.3} - Mo_{5.4} - Zn_{3.6} - W_{3.1} - Cu_{2.4}; dolerite: U₃₇ - Mo₁₈ - Cs₁₁ - Nb_{9.1} - Sn_{7.3} - W_{4.3} - Th_{3.9} - Y_{3.6} - Zr_{2.9} - Ni_{2.3} - Rb_{2.2} - Hf_{1.6} - Zn_{1.6} - Ba_{1.2};

and bostonite: Ni₅₄ - Mo₁₄ - Rb_{9.8} - Ta_{5.3} - Nb_{4.4} - Cu_{3.3} - Y_{2.4} - U_{2.3} - Hf_{1.7} - Zr_{1.4} - Th_{1.3}.

There is a clear similarity in the contents of U and Th in the two-mica granite of El Sela and other areas of Egypt.

The genetic features of the intrusive rocks of the studied area revealed that microgranite and two-mica granite and bostonite belong to the calc-alkaline series, while dolerite belongs to the tholeiitic series. Studied samples of two-mica granite, microgranite and dolerite are in the field of meta- and/or peraluminous rocks, whereas bostonite samples are plotted in the field of peralkaline rocks. Studied two-mica granite and microgranite are located in the field of volcanic arc to syn-collision granites,

while dolerite and bostonite fall into the within plate field. The temperature of crystallization of two-mica granite ranges from 700 to 750 °C. For micro-granite, the temperature ranges from 750 to 800 °C. Regarding to dolerite temperature ranges from 800 to 900 °C. The temperature of bostonite ranges from 950 to 1020 °C.

2. The intrusive rocks of the El Sela region contain primary minerals of thorium and uranium (thorite, uranothorite, brockite, auelrite, coffinite, uraninite, pitchblende) and secondary minerals of uranium (autunite, kasolite, uranophane. An association of sulphides (pyrite, chalcopyrite, arsenopyrite, sphalerite, molybedite and galena) and native minerals (native Au, native Ag, native Ni, native Fe, native Cu) were recorded. 18 minerals were diagnosed for the first time. The following minerals have been discovered: in two-mica granites, auelrite, brockite, and native Ag; in micro granite - coffinite, kasolite, native gold, native Ni, native Fe and native Cu, coffinite and uraninite are detected; Coffinite, zircon, monazite, bastnesite and rutile are recorded in bostonite; Pichblende and coffinite are found in the jasper.

3- The content of chemical elements in reference samples of intrusive rocks and in their water-soluble (colloid-salt) fraction were estimated. This fraction is water-extracted from the rock under certain conditions. The rock sample and its colloid-salt fraction were analyzed. The chemical characteristic of the isolated fraction reflects the mobile, mobile part of the chemical elements of the rock. Comparison of the obtained data allows to estimate the share of migratory-capable and difficultly mobile forms of chemical elements.

The largest particle size and the high fraction fraction are characteristic of the two-mica granite. The highest values are characteristic for Zn, Cu, Ni. The mobility of Rb, Sr and Ba are highest in microgranite. U accumulates in the bostonite SMF. The least movable are U, Th, Pb, REE and Y.

During the chemical weathering of intrusive rocks, a number of elements (Zn, Cu, Ni) become mobile and can migrate to the surrounding areas. U, Th and Pb form secondary minerals and do not accumulate in the colloidal-salt fraction. REE and Y are in mineral form and are the least mobile.

4-The geochemical potentials of the intrusive rocks of the El Sela region were evaluated. Two-mica granite occupies the largest area and has the highest geochemical potential of uranium, rare earth elements, nickel and molybdenum. It is recommended as a comprehensive source of raw materials.

The reliability of the work is determined by the representativeness of the actual material, the use of a wide range of modern methods of studying substances. This made it possible to reliably identify elevated levels of radioactive elements and to determine the forms of their presence at the present

level. Metrological characteristics of chemical and analytical definitions comply with regulatory requirements.

Approbation work. The main materials, results and provisions of the dissertation were discussed at conferences and meetings:

- The main provisions of the dissertation research were presented at the leading Russian and international scientific conferences:
- All-Russian conference with international participation (Tectonic, igneous, metamorphic factors of formation and location of deposits of ore and non-metallic minerals-October 4, 2017, Yekaterinburg); (October 2-4, 2017, Yekaterinburg);
- 200th Anniversary Meeting of the Russian Mineralogical Society «Saint Petersburg, Russia, 10-13 October 2017;
- XIII All-Russian Scientific Conference "Ural Mineralogical School 2017", Yekaterinburg. Ural State Mining University in, from 2 to 4 November 2017, Yekaterinburg.2017», Yekaterinburg.
- The Seventh Russian Youth Scientific and Practical School, Moscow, November 13 - 17, 2017, New in the Knowledge of Ore Formation ", IGEM RAS, Moscow, 2017.
- International Scientific and Practical Conference Strategy for the Development of Geological Exploration of the Subsoil: Present and Future (the 100th anniversary of MGRI-RGGRU) April 4-6, 2018 Moscow, MGRI-RGGRU.
- XXV International scientific conference of students, graduate students and young scientists "Lomonosov-2018" 9 - 13 April 2018, MSU, Moscow, Russia
- VI International Symposium "Biogenic- abiogenic interactions in natural and anthropogenic systems" devoted to the 150th anniversary of the St. Petersburg Society of Naturalists, 2018
- VII Readings memory Corresponding Member. Russian Academy of Sciences S.N. Ivanov, All-Russian Scientific Conference dedicated to the 70th anniversary of the founding of the Ural Branch of the Russian Mineralogical Society.

On the topic of the dissertation, 13 papers were published, including 4 articles are indexed in the journal from the list of the Higher Attestation Commission of the Russian Federation, one article is indexed by (Russian Science Citation Index) and 8 abstracts of reports.

Scientific novelty. For the first time, the number of definitions of petrogenic oxides and trace elements of radioactive elements and their associated elements in the intrusive rocks of the El Sela region was carried out.

The mineral forms of the primary and secondary minerals of uranium and accessory minerals in the El Sela intrusive rocks are determined.

For the first time, a submicron fraction of intrusive formations was isolated and the content of radioactive elements and associated elements in it was estimated.

The practical significance of the work.

The geochemical potential of radioactive elements and associated elements in the intrusive rocks of the El Sela region is calculated.

Personal contribution of the author. The author participated in fieldwork in Egypt (sampling, documentation of objects and primary material, preparation for analytical studies). The author carried out and directly participated in laboratory studies (petrographic analysis, electron microscopic studies, in the selection of the submicron fraction and its analysis). The author carried out an assessment of the geochemical potential of uranium and associated elements in the intrusive rocks of the El Sela region.

Acknowledgements

My deepest appreciations, gratitude and sincere of indebtedness to are due to Prof. Panova Elena Genadevna, professor of geochemistry, doctor of geological and mineralogical sciences, Saint Petersburg University, Russia for her supervision, assistance in solving the problems necessary for writing the dissertation work. generous advice, reviewing the manuscript, help during the laboratory work, constructive comments throughout the entire work and revising this work.

I wish to express my sincere thanks and gratitude to Dr. Abdel Gawad Ahmed El Sayed, associated professor of geology and geochemistry, Nuclear Materials Authority, Egypt for valuable advises, valuable criticism, encouragement and his continuous help.

For help with conducting analytical studies, the author thanks the staff of St. Petersburg State University: Vlasov Dmitry Y., Zelenskaia Marina Stanislavovna , Yanson Svetlana Yurievna Vlasenko Natalia Sergeevna, Shilovskikh Vladimir.

I would like to express my deepest thanks to my parents, my faithful wife who gave me all the potential support to carry out this study, and my lovely kids Youssef and Lina for their patience and encouragement during this work.

Chapter I. Geological characteristics of the Eastern Desert of Egypt

1.1. Regional Geology of the Eastern Desert of Egypt

The Egyptian basement rocks represent the northwestern part of the Arabian-Nubian Shield (ANS) that cover about 100,000 km² in the Eastern Desert parallel to the Red Sea and the southern part of Sinai Peninsula as a triangle bounded by Gulf of Aqaba and Gulf of Suez. In addition, these rocks crop out as small-scattered areas in the south Western Desert especially at Oweinat area, which is located along the borders of Egypt, Sudan and Libya (Schandelmeir et al., 1983) as a part of the Pan-African (Kennedy, 1964) ANS. The Eastern Desert of Egypt is occupied by igneous and metamorphic rocks which were created through the East African Orogeny during the collision between East and West Gondwana and the closure of Mozambique Ocean 600 Ma (Kusky et al., 2003; Stern, 1994).

Arabo-Nubian shield is a part of Pan African orogenic belt which was active between 1200-450 Ma (Kennedy 1964; Gass 1977; Kroner 1979; Dixon 1979 and Stern 1979). The shield has been cratonized since Precambrian or early Paleozoic and was affected by rift movements or (Wilson cycle) movements (Kroner, 1979). The latest rift movement in the Arabo-Nubian shield is the formation of the Red sea and related structures. This movement seems to be developed into a phase of spreading with production of new oceanic crust. In the movement, the Arabian Peninsula seems to be drifted away from Africa in an anticlockwise rotational movement (Hamimi , 2019).

The orogenic history of Egyptian basement which represents the northwestern part of Arabo-Nubian Shield was interpreted in terms of Geosynclinal theory (El-Ramly and Akkad, 1960; El- Shazly 1964, 1974, 1977, 1980; El- Ramly 1972 and Akaad, Noweir 1980).

Recent studies in the Eastern Desert propose several plate tectonic models for the evolution of these rocks (e.g. Gass 1977; Church 1979; Hashad and Hassan, 1979; Engel et al. 1980; Ries et al. 1983; Stern et al. 1984; El Bayoumi and Greiling, 1984; Ragab, 1987 and Abdel Khalek et al., 1992). The term 'Pan-African' was coined by Kennedy, 1964 on the basis of an assessment of available Rb-Sr and K-Ar ages in Africa. The Pan-African was interpreted as a tectono-thermal event, some 500 Ma ago, during which a number of mobile belts formed, surrounding older cratons. This thermal event was later recognized to constitute the final part of an orogenic cycle, leading to orogenic belts which are currently interpreted to have resulted from the amalgamation of continental domains

during the period ~870 to ~550 Ma. The term Pan-African is now used to describe tectonic, magmatic, and metamorphic activity of Neoproterozoic to earliest Paleozoic age, especially for crust that was once part of Gondwana (Kröner et al., 2005). The tectonic evolution of the Pan-African caused a remobilization of Archean and Proterozoic rocks, their deformation and metamorphism to higher grades as well as migmatization, anatexis and wide scale intrusion of granites.

According to tectonic evolution, the Precambrian rocks of the Eastern Desert have been divided by two major structural discontinuities that separate it into three tectonic domains; the first is South Eastern Desert (SED) lies south of latitude $24^{\circ} 30' N$, North Eastern Desert (NED) lies north of latitude $26^{\circ} 30' N$ and Central Eastern Desert (CED) that lies between them. The border between the CED and the SED represents a major shear zone. On the other hand, the border between the NED and CED is an intrusive contact (Stern and Hedge, 1985) (Fig. 1).

Lithologically, the NED and Sinai are characterized by granitic terrane, besides gneissic varieties and a sequence of younger intracratonic rocks of the Dokhan-type volcanic and their related Hammamat-molasse sedimentary rocks, in addition to few outcrops of ultramafic rocks (Abdel-Meguid, 1992; El Ramly, 1972; El Ramly, Hermina, 1978). The CED includes fair amounts of ultramafites and considerable portions of ophiolitic sequences and mélanges, besides relatively larger volumes of arc-type volcanics and volcanogenic sediments associated with some iron formations that interpreted as been formed in back-arc environment (Sims, James, 1984). The SED is primarily gneissic terrane with huge amounts of arc-type volcanic, as well as tuffaceous volcanogenic sediments and pyroclastics. This is in addition to the late- to post-tectonic granitoids. In addition, it comprises frequent amounts of the other intracratonic rock associations like the Dokhan-type volcanic with scarce occurrences of the Hammamat sedimentary rocks (Abdel-Meguid, 1992; El Ramly, Hermina, 1978).

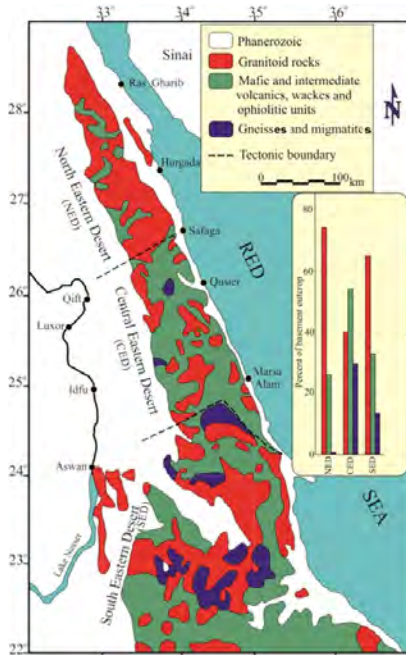


Fig. 1.1. Simplified geologic map of the Neoproterozoic basement exposed in the Eastern Desert of Egypt. Inset shows relative abundances in the three major basement provinces of the Eastern Desert Egypt, Stern, Hedge, 1985.

It has long been observed that granites, and particularly the more acidic ones, are diagnostically enriched in uranium. Accordingly, numerous studies have tackled the behaviour of the radioactive elements during the set up of the granitic rocks. The young granitoid rocks of Sinai and Eastern Desert massif are mainly of Pan-African age emplaced at a time span between 417 and 780 Ma. They are classified into older (synorogenic) and younger (late to post orogenic) granites (El Shazly, 1964; and El Ramly, 1972). The synorogenic older granites (OG) are of dioritic, tonalitic to granodioritic in composition, resembling the calc-alkaline I-type and range in age between 610 and 711 Ma (Dixon et al., 1979; Stern and Hedge, 1985). The younger granitoides or the “pink granites” (YG) are considered as the final stage of the Pan African magmatism ceased at the end of the Pre-Cambrian at 550 Ma (El Shazly et al., 1980). The YG plutons range in age between 549-597 Ma, while some alkali plutons are as young as 417 Ma (Stern and Hedge, 1985). Most of the Post-tectonic YG is K- and LRRE-enriched, calc-alkaline to mildly alkaline rocks with I-type affinity. A part of the YG has recently been classified as A-type granitoides (Eby, 1992).

Eastern Desert granites are characterized by forming predominant high mountain ranges being resistant to erosion. They form a suite of isolated, epizonal, and unfoliated plutons cross cutting, virtually, all the crystalline rock types in the Eastern Desert and have sharp contacts with all surrounding rock types. These younger granites of Egypt are characterized by the presence of pegmatitic bodies, and quartz veins present specially at their marginal zones. The younger granites are often highly mineralized where U, Sn, W, Mo, Be, Nb and Ta mineralizations occur at several localities in the south Eastern Desert.

The economic mineralizations especially that of uranium are, genetically related to granitoides, mostly located in anatectic melts or in strongly peraluminous two mica leucogranites (Cuney et al, 1984; and Poty et al., 1986).

1.2. Geological characteristic of El Sela area

El Sela area lies in the SED of Egypt along the Red Sea coast. Generally, the area is characterized by rugged topography with moderate to high relief and comprises different rock types of the basement complex of Precambrian age and wadi sediments. The Precambrian uraniumiferous granitic rocks are exposed in the extreme southern part of the Eastern Desert, e.g., in El Sela area (Fig. 1.2).

Numerous studies were carried out in El Sela shear zone (Figs. 1.3 and 1.4), which covered various aspects including: detailed geological, structural, spectrometric survey, geochemical, mineralogical, geophysical methods for uranium exploration (Abdel-Meguid et al., 2003; Ibrahim et al., 2005; Ibrahim et al., 2007; Abd El-Naby and Dawood, 2008; Ali, 2011; Ali and Lentz, 2011; Abouelnaga et al., 2013; Ramadan et al., 2013; Gaafar et al., 2014; Abdel Gawad et al., 2015; Shahin, 2014; Abdel Gawad et al., 2016, Ghoneim and Abdel Gawad, 2017).

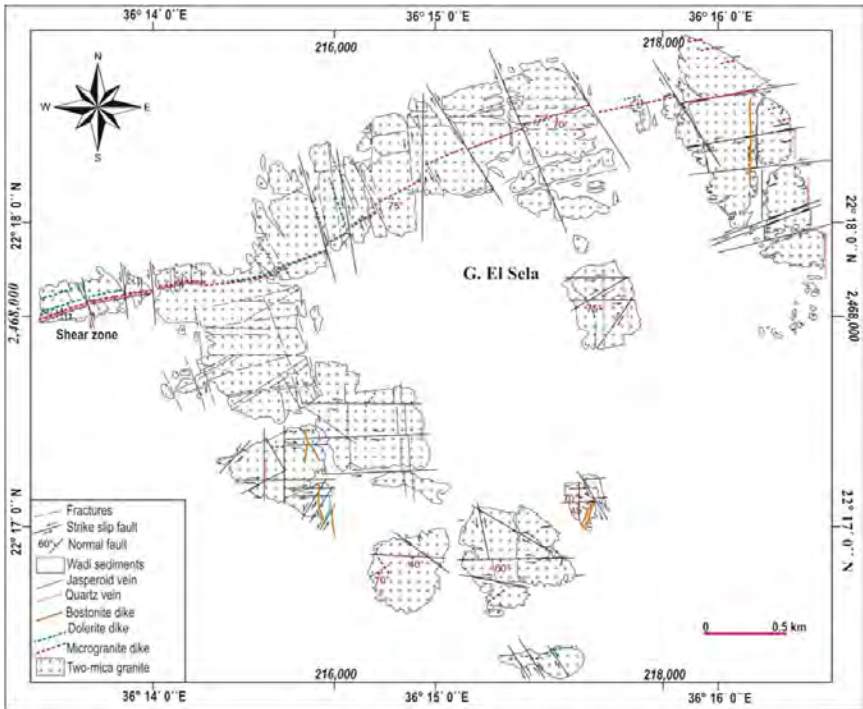


Fig.1. 2. Geologic map of El Sela area, Eastern Desert, Egypt after (Abdel-Meguid et al., 2003; Ibrahim et al., 2007; Ali, 2013; Abdel Gawad et al., 2015).

El Sela area is characterized by rugged topography with low to high relief and comprises different rock types of the basement complex of the Pre-Cambrian age. Based on the field studies, the rock types in the studied area arranged chronologically by two-mica granite, post granitic dikes (microgranite, dolerite and bostonite dikes), quartz and jasperoid veins and Phanerozoic cover of wadi sediments.

Two-mica granite occupy the major part of the studied area which displays the remnants of circular and/or arc-shaped granitic plutons (3*5 km) trending ENE–WSW and NNW–SSE parallel to shear zones (Fig.1.2). This granite is usually medium- to coarse-grained, highly weathered, cavernous, jointed (Fig.1.5) and characterized by the hypidiomorphic granitic textures. Granite plutons are divided into several bodies separated by sandy corridors with highest peaks rise to as high as 557 m (above sea level). Two-mica granite is pink to pinkish grey colors, composed essentially of quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite and muscovite. Episyenitization (Fig 1.6), albitization, silicification and

ferrugination affected two-mica granitic plutons. El Sela two-mica granite is dissected by two perpendicular shear zones. First shear zone is extending ENE–WSW with about 1.5 km in length and ranges between 5–40 m in width which extends to 6 km in the eastern part with narrow width varies between 3–5 m. From the structural point of view, shear zone is dissected by the NW–SE dextral strike-slip faults, NNW–SSE, NNE–SSW and N–S sinistral strike-slip faults (Fig.1. 2). The ENE-WSW shear zone is characterized by moderate relief, highly tectonized, altered and alteration processes are enriched in secondary visible U-mineralization and pyrite megacrysts. This shear zone is characterized by invading of microgranite, dolerite dikes, and quartz and jasperoid veins.



Fig. 1.3. Shear zone affected El Sela area along ENE-WSW trend.



Fig. 1.4. El Sela shear zone trending ENE-WSW.



Fig.1.5. Highly weathered, cavernous and jointed two-mica granite.



Fig. 1.6. Episyenite (quartz dissolution of granite leaving cavities).

Microgranite dike is injected into the two-mica granite along the ENE–WSW shear zone (Figs. 1.7 and 1.8) and dipping 72° – 83° S. This dike is very fine-grained, ranging in width between 3 and 20 m and extends 6 km SW from the northern margin of El Sela plutons. Microgranite is sheared, jointed (V-shape), stained by iron oxides (Fig. 1.9) and

affected by acidic and/or alkaline fluids such as phyllic, pyritization and desulphidation. (Fig. 1.7 – 1.9).



Fig. 1.7. ENE-WSW microgranite dike invades two-mica granite.



Fig. 1.8. Sheared altered microgranite trending ENE-WSW.



Fig. 1.9. Joints in microgranite stained by iron oxides.

Dolerite dikes having ENE–WSW and NNW–SSE trends. The first trend in which dolerite is parallel to the first shear zone (Figs 1.10 and 1.11), strikes $N-75^{\circ}$ and dipping $68^{\circ}-81^{\circ}$ S, adjacent and/or parallel to microgranite dike in the main shear zone of the mapped area. These dikes are highly altered and having cavities that filled with visible U-mineralization. Second shear zone extends NNW–SSE for a short distance (100 m). Also dolerite dike (chemical trap for U-mineralization) (Fig. 1.12) ranges between 1 and 1.5 m thick, invades in perpendicular trend the first shear zone. The second mineralized trend of dolerite strikes $N-112^{\circ}$ and dipping 58° W (Fig. 1.2). The intensity of radioactivity and mineralization in the second shear zone are very strong and more pronounced than the first one. Their U-contents reached 6147 ppm and Th-content is 13.8 ppm (Abdel Gawad and Ibrahim 2016). Visible U-mineralization and fluorite are recorded in the second sheared altered dolerite dike.



Fig.1.10. ENE-WSW dolerite dike dissects hosting two-mica granite.

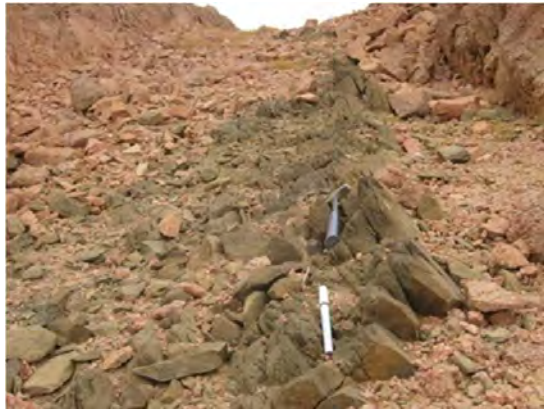


Fig.1.11. Dolerite dike trending ENE-WSW invades two-mica granite.



Fig.1.12. Visible U-mineralization in altered mineralized dolerite dike.

Bostonite dikes invade granitic plutons along the N-S and NNE-SSW tectonic trends. They are usually fine-grained, reddish brown, massive, sheeted, and range in thickness from 0.5 to 2 m (Figs. 1.13 and 1.14). The bostonite dikes have a lower radioactivity level without any sign to form U-mineralization.



Fig. 1.13. NW-SE strike slip fault (right lateral) cross cut N-S bostonite dike.



Fig.1. 14 Close up view shows sheets of bostonite dike.

Milky quartz vein dissected two-mica granite along the ENE-WSW shear zone (Fig. 15). This vein is non-radioactive, brecciated and ranges in thickness from 1 to 4 m. The milky quartz vein is dissected by red and grey to black jasperoid veins (Figs. 16, 17 and 18). Red and grey to black jasper veins (mineralized) are strongly jointed, fragmented, brecciated and range between 0.5 and 1 m thick, contain visible pyrite megacrysts and uranium minerals.



Fig.1.15 Sheared quartz vein (white color barren).



Fig. 1.16. Different colors of white and black quartz vein.

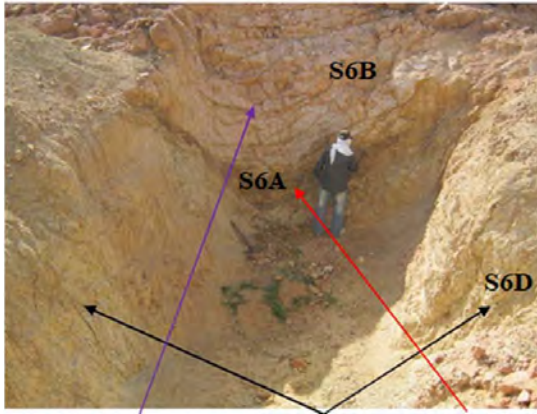


Fig. 1.17 Open cut illustrate two-mica granite (S6B), altered microgranite S6D, jasperoid vein S6A.

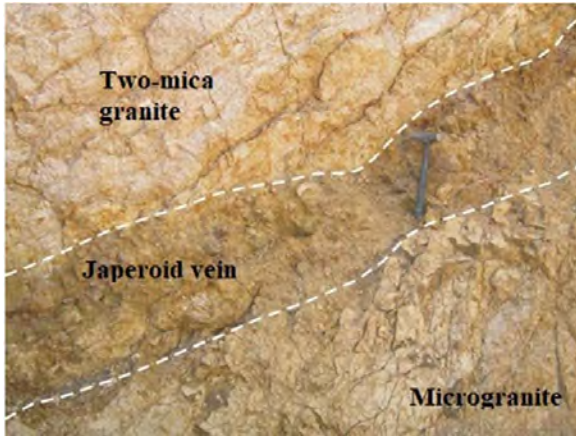


Fig. 1.18. Contacts between two-mica granite, jasperoid vein and microgranite.

Structure analysis of the ductile deformation reveals the presence of three generations of folds (Ali, 2013). ENE–WSW and NNW–SSE trends can be considered as preexisting discontinuities and mechanical anisotropy of the crust in the following structure episodes, while the brittle deformation reveals the importance of those trends which control the multi-injections and many alteration features in the study area. Thus, the structural controls of the uranium mineralization appear related to the interaction between inherited ductile fabrics and overprinting brittle structures. During reactivation, a simple shear parallel to the inherited ductile fabrics was responsible for the development of mineralized structures along the ENE–WSW and NNW–SSE trends so they can be considered as paleochannel trends for deep-seated structures and can act as a good trap for uranium mineral resources. Most of the uranium anomalies are delineated along ENE–WSW and NNW–SSE shear zones (Fig. 1.2) where quartz-bearing veins bounded the microgranite and dolerite dikes and dissected them in relation to the successive fracture formation and brecciation corresponding to the repeated rejuvenation of the structures.

1.3. Uranium deposits in Egypt

The territory of Egypt belongs to the uranium geochemical province, within which uranium deposits of various genetic types are widespread. The most promising industrial facilities are vein type and are associated with granites (Ibrahim et al., 2005; Ghoneim, Abdel Gawad, 2018).

Vein-type uranium deposits are considered as one of the most U-resources in the World. They have been the source of uranium since its discovery by Martin Klaproth in 1789. The vein-type deposits constitute 7% of the global reserves and about 10% of uranium has been produced from deposits of this type.

Vein-type uranium deposits are those in which uranium minerals fill cavities such as cracks, veins, fractures, fissures, pore spaces, shear zone, breccia and stockworks in igneous, meta-sediments and metamorphic rocks (Campbell, 1957; Ruzicka, 1971; 1993; Cuney and Kyser, 2008).

Two subtypes of uranium vein deposits can be identified according to their metallic mineral composition:

(1) Monometallic, where uranium minerals occur as the sole metallic constituents in a simple mineral assemblage. Typical example of monometallic uranium vein-type deposits is the Fay-Ace-Verna zone in Canada (2) Polymetallic, where uranium minerals are accompanied by other metallic elements, such as nickel, cobalt, arsenic, zinc, bismuth, copper, lead, manganese, selenium, vanadium, molybdenum, iron and silver. The metallic minerals are commonly associated with gangue, typically carbonate, quartz or clay minerals. Polymetallic veins-type deposits are represented by the deposit at Port Radium in Northwest Territories, Canada; the Jachymov deposits in the Erzgebirge region, Czechoslovakia; and the Shinkolobwe deposit in the Shaba province of Zaire. Uranium reserves of all these deposits have been depleted. Uranium oxides (pitchblende), arsenides and sulpharsenides of nickel and cobalt, copper sulphides, native silver, were principal ore constituents of the deposit at Port Radium Granite-related U deposits uranium mineralization occurs as disseminations or veins composed of ore and gangue minerals in granite or adjacent (meta-) sediments and resources are small to large and grades low to high. Classification of the uranium vein-type uranium deposits, based on their geological setting, structural and lithological controls in their localization. The granitic or syenitic rocks host vein deposits (intragranitic veins), by whatever rocks surround the granitic plutons (perigranitic or peribatholithic veins) or by sheared or comminuted metamorphic, sedimentary or igneous complexes (veins in shear mylonite).

(1) Endo (or intra-) granitic vein deposits (Limousin-Vendée Type) are typically developed in highly differentiated granitic rocks, e.g., in two-mica leucocratic granites that were subjected to preceding alteration, such as albitization and desilicification (episyenitization). The deposits are spatially related to regional faults. The principal uranium minerals, pitchblende and coffinite, are commonly associated with sulphides and gangue minerals, such as carbonates, quartz, chalcidony, fluorite and barite. These deposits comprising two sub-types:

(i) Mostly discontinuous, linear ore bodies as veins or stockworks localized in fractured granite example endogranitic vein deposits: Fanay-Les Sagnes/La Crouzille District, Massif Central, France (Leroy, 1978).

(ii) Disseminations in pipes or columns of episyenite as Bernardan/La Marche District; Massif Central, France (Guiollard and Milville 2003; Leroy and Cathelineau, 1982).

Contact granitic veins persist from inside the granite across and beyond the granite contact but also exist only in enclosing rocks in vicinity of the contact. Type example contact-granitic deposits: L'Écarpière ore field/Vendée District, France (Chapot et al., 1996).

(2) Perigranitic vein deposits are typically developed in meta-sediments and metamorphic rocks at their contacts with intrusive granitic plutons. They are also structurally controlled by regional faults. The host rocks are often cut by lamprophyre and aplite dikes. The deposits consist of subvertical veins, breccia zones, stockworks and irregular bodies spatially associated with major faults.

(i) Perigranitic veins in meta-sediments can be monometallic (essentially pitchblende and gangue minerals) or polymetallic (U, Co, Ni, Bi, Ag or other metals in economic quantities). The gangue minerals include carbonates (calcite, dolomite) and quartz. The wall rocks and the gangue near the uranium minerals are commonly hematitized. The U and other elements are not genetically related.

(ii) Perigranitic deposits in metamorphosed rocks confined to the contact-metamorphic aureole of a granitic intrusion are monometallic and mineralization occur in the form of veinlets and disseminations in intensely fractured hornfels, speckled andalusite-cordierite schist, and similar rocks up to approximately 2 km wide around the granite. Host rocks are severely altered. Example: Nisa/Alto Alentejo District, Iberian Meseta, Portugal (Basham and Matos Dias, 1986).

Vein-type uranium deposit mines in the world

In the European Hercynian belt (EHB), a large proportion of the uraniumiferous deposits are spatially associated with Late-Carboniferous peraluminous leucogranites or, less frequently, monzogranites. The vein-type, episyenite-type, breccia-hosted or shear zone-hosted U deposits related to these granites can be either intra- or perigranitic. This spatial relationship can be observed in the Iberian Massif (e.g. Pérez del Villar and Moro, 1991), in the French part of the EHB (Armorican Massif and Massif Central; Cathelineau et al., 1990; Cuney et al., 1990), in the Black Forest (e.g. Hofmann and Eikenberg, 1991) and in the Bohemian Massif (e.g. Dill, 1983; Barsukov et al., 2006; Velichkin and Vlasov, 2011; Dolníček et al., 2013). In the Bohemian Massif, Black Forest, Massif Central and Armorican Massif, most of the U mineralization was emplaced between 300 and 260 Ma (e.g. Wendt et al., 1979; Carl et al., 1983; Eikenberg, 1988;

Cathelineau et al., 1990; Hofmann and Eikenberg, 1991; Křibek et al., 2009; Velichkin and Vlasov, 2011).

Typical examples range from the thick and massive pitchblende veins of Příbram (Czech Republic), Schlemma-Alberoda (Germany) and Shinkolobwe (Democratic Republic of the Congo), to the stockworks and episyenite columns of Bernardan (France) and Gunnar (Canada), to the narrow cracks in granite or metamorphic rocks, also filled with pitchblende of Mina Fe (Spain) and Singhbhum (India). In Australia, many small vein deposits occur in various geological settings, including Proterozoic metamorphics near Port Lincoln, in the Mount Lofty Ranges, and in the Peake and Denison Ranges (all in SA), and Palaeozoic granites in the Lachlan and New England Fold Belts (NSW, Victoria and Tasmania).

Some other mines of vein-type uranium deposits in the world (Ruzicka, 1993).

- (1) Great Bear Lake area, Northwest Territories, Canada (Port Radium deposit);
- (2) Beaverlodge area, Saskatchewan, Canada (Fay-Ace-Verna zone);
- (3) Vendôme area, France (la Commanderie, Chardon and Escarpierre deposits);
- (4) La Crouzille area, France (Fanay, Margnac and Bellezane deposits);
- (5) Vitkov II deposit, Czechoslovakia;
- (6) Příbram deposit, Czechoslovakia;
- (7) Jáchymov area, Czechoslovakia (Jáchymov deposit), and Aue area, East Germany (Niederschlema, Oberschlema and Johanngeorgenstadt deposits);
- (8) Rozna area, Czechoslovakia (Rozna, Olsi and Slavkovice deposits);
- (9) Shinkolobwe deposit, Shaba Province, Zaire;
- (10) Chanzipin deposit, Guanxi Province, China;
- (11) Xiazhuang area, Guangdong Province, China (Zhushanxia, Shijiaowei and Xiwang deposits).

Many vein-type uranium deposits are closely associated with unconformities and resemble, to a certain degree, unconformity-related deposits. For example, the now depleted Fay-Ace-Verna uranium system in the Beaverlodge area, Saskatchewan, Canada, which was considered a typical representative of the vein-type deposits, was associated with the Middle Proterozoic sub-Martin unconformity. The Příbram deposit in Czechoslovakia was associated with the sub-Cambrian unconformity.

Conversely the Eagle Point deposit in Saskatchewan, Canada, which is classified as a deposit associated with the sub-Athabasca unconformity, contains pitchblende that fills cavities and fractures in Archean metamorphic rocks. The Nabarlek, Ranger I and III, and Koongarra deposits in Northern Territory, Australia, which are associated with the Middle Proterozoic sub-Kombolgie unconformity, also exhibit many features like those that are characteristic for

uranium vein deposits, such as mineral composition of the ore bodies, host rocks and the wall rock alterations.

Vein-type uranium mineralization in the Eastern Desert of Egypt

El-Erediya, El-Missikat and El Sela uranium mineralization occur in younger granite plutons in the Eastern Desert of Egypt. The three plutons are considered as good examples of intra-granitic vein-type uranium mineralization. In both El-Erediya and El-Missikat occurrences, the mineralization is structurally controlled by faults and their feather joints which are associated with NE-SW to ENE-WSW shear zones. The shear zones are usually filled with siliceous veins and veinlets of white (milky quartz), black (smoky quartz) and red (red jasper) colors of abnormal radioactivity with visible uranium mineralization. Both the jasper and quartz veins are not equally distributed, so they are denser and closely spaced in the northern granitic mass of G. El-Missikat than those at the southern mass of G. El-Erediya. Along shear zones, the walls are stained with reddish brown colors due to hematitization, faint greyish green to whitish buff color due to kaolinization and sericitization and yellowish to dark green coloration due to epidotization and chloritization (Hussein et al., 1986; Abd El-Naby, 2008; Elsaid et al., 2014). There is a special interest with jasper veins after the discovery of several radioactive anomalies with visible yellow secondary uranium mineralization along the northern fringe of G. El-Missikat and the southern fringe of G. El-Erediya plutons. These anomalies are associated with highly brecciated grayish black and red jasper filling fractures and shear zones.

Hussein et al., 1986 suggest that the mineralizing fluids have their source in the granitic magma itself with possible contributions from meteoric waters. Uranium was leached out from the accessory U-bearing minerals, with possible addition from the mantle carried up by the hydrothermal fluids. The origin of secondary uranium mineralization in El Erediya area has been previously related to the alteration of pitchblende (Attawiya, 1983; Abu-Deif, 1992; Hussein et al., 1986; Hussein et al., 1992; Osmond et al., 1999; Abu-Deif and El-Tahir, 2008).

The U-minerals in the jasperoid veins are represented essentially by disseminated uraninite and uranophane as its main secondary alteration product. The secondary U-minerals are mainly uranophane, beta-uranophane, soddyite and renardite. Subordinate amounts of sulphides as well as fluorite and gangue minerals are the main associates of the mineralization (Attawiya, 1983; Hussein et al., 1986; Bakhit, 1987; El-Mansi, 1993; Abd El-Naby, 2008). The sulphides are mainly represented by pyrite, chalcopyrite, galena and sphalerite. The gangue minerals are mainly represented by fluorite, iron and manganese oxides. The uranium deposit at El-Missikat and El-Erediya plutons represent a case of siliceous vein-type deposit (Hussein et al., 1986), and is related to polymetallic vein-type, probably formed in a reducing condition (Abu-Deif et al., 1997).

Another favorable geological environment for the formation of uranium deposits is known in the central part of the Eastern Desert, where alkaline rocks and dyes of bostonites are known. The most significant object is Atshan, where secondary uranium mineralization on the surface facilitated detailed geological work, diamond drilling and mining.

Um Safi volcanoes in the Central-Eastern desert of Egypt are formed by successive eruptions of rhyolite lavas. They are various tuffs, ashes, Lapilli tuffs and breccia tuffs. Rhyolite rocks are highly radioactive. A number of authors (Abdalla, 2001; Ibrahim et al 2002), who conducted mineralogical studies of volcanic rocks of the Um Safi zone, revealed the presence of kasolite, thorite, uranotorite, betafite, serianite, monazite, xenotime. In addition, native silver and sulfides (galena, molybdenite, chalcopyrite, and arsenopyrite) were found.

Another zone of volcanic rocks - El Ghorfa in Wadi Natash (south of the Western Desert of Egypt), is represented by trachybasalts, trachyandesites, normal trachytes and alkaline trachytes, tuffs. The rocks contained uranium minerals (autenite and casolite), wolframite, molybdenite, and cerussite, and accessory minerals (monazite, xenotime, allanite, and plumbogummit (Ibrahim et al., 2012).

The sedimentary rocks of Egypt revealed elevated uranium contents in the following types: 1) black sand (northern coast from Rasheed to Rafah cities); 2) salt deposits (Sitra, Nuweimicya, Bahrein and d El Arag lakes in the Western Desert); 3) in phosphate rock (Abu Tartour, Hamarwain, Mahamid); 4) in shale and carbonate sediments (Um Bogma, Um Kharit Qatrani, Bahariya) 5) in aleurolites of the Hammamat deposit (Um Tawat, Wadi EI-Kareim).

Chapter II Geochemical features of intrusive rocks

2.1. Classification and diagnosis of intrusive rocks

The analyses of major oxides were performed by using X-ray fluorescence silicate analysis in laboratories of Saint Petersburg University, Russia. The sensitivity of the method depends on the serial number of the element and varies from $n \times 10^{-4}$ to $n \times 10^{-2}$ wt% (Table 2.1).

SiO₂ is one of the major constituents that show a large variability during the magma differentiation. The granites show the highest SiO₂ content. Dolerites accumulate Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, CaO and P₂O₅. Bostonites are enriched in alkaline components Na₂O and K₂O.

Table 2.1. Sensitivity of X-ray fluorescence analysis of major oxides, wt%.

Oxides	Sensitivity of analysis
SiO ₂	0.1
TiO ₂	0.03
Al ₂ O ₃	0.1
Fe ₂ O ₃	0.1
FeO	0.2
MnO	0.03
MgO	0.1
CaO	0.03
Na ₂ O	0.2
K ₂ O	0.03
P ₂ O ₅	0.05
L.O.I.	0.2

For our study, we selected twenty-four representative samples. The mean, minimum, maximum, and standard deviations of the contents of petrogenic oxides for the intrusive rocks of the studied area are presented in Table 2.2. SiO₂ is one of the main components with the greatest variation in content during magma differentiation. The highest SiO₂ contents are characteristic of granites. In dolerites, Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, CaO and P₂O₅ are accumulated. Bostonites are enriched with alkaline elements Na₂O and K₂O.

Table 2.2. Average, minimum and maximum concentrations and standard deviation of major oxides in intrusive rocks El Sela area, wt%.

Oxides	Two-mica granite (n=9)				Microgranite (n=5)				Dolerite (n=5)				Bostonite (n=5)			
	Average	Min	Max	σ	Average	Min	Max	σ	Average	Min	Max	σ	Average	Min	Max	σ
SiO ₂	73.5	71.5	74.9	1.04	70.9	69.3	73.9	1.78	46.3	44.4	47.9	1.62	66.3	65.1	66.8	0.74
Al ₂ O ₃	15.4	14	16	0.65	12.1	10.5	12.9	0.93	16.2	14.7	18.8	1.64	14	13.1	14.8	0.66
TiO ₂	0.22	0.13	0.34	0.06	2.28	1.36	3.39	0.88	3	2.52	3.31	0.3	0.2	0.12	0.33	0.1
Fe ₂ O ₃	1.61	1.26	2.1	0.32	4.35	3.35	6.48	1.23	15.6	15.2	16.1	0.4	3.68	3.12	3.97	0.36
MnO	0.11	0.02	0.21	0.06	0.51	0.03	2.35	1.03	0.3	0.2	0.31	0.05	0.12	0.03	0.18	0.06
MgO	0.3	0.22	0.44	0.07	1.07	0.02	1.7	0.66	6.6	5.86	7.6	0.73	0.38	0.27	0.48	0.08
CaO	0.83	0.28	1.68	0.41	0.82	0.4	1.31	0.37	6.9	4.68	8.57	1.85	2.77	2.3	3.71	0.55
Na ₂ O	3.56	3.3	3.86	0.18	3.32	3.22	3.4	0.07	2.3	1.38	2.97	0.65	5.96	5.22	6.85	0.71
K ₂ O	3.98	3.71	4.22	0.19	3.88	3.07	4.5	0.64	2	1.58	2.84	0.57	6.23	5.45	6.8	0.55
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.06	0.01	0.14	0.1	0.19	0.04	0.6	0.45	0.69	0.09	0.04	0.03	0.06	0.02
L.O.I	0.5	0.4	0.7	0.1	0.6	0.4	0.9	0.2	0.8	0.4	1.2	0.3	0.3	0.2	0.5	0.1

Many chemical classifications of igneous rocks were presented by many authors using different geochemical parameters (Barker, 1979; Segerstrom and Young, 1972; Streckeisen, 1976; Debon and Le Fort, 1983, Abushkevich, Syritso, 2007etc.).

The Egyptian granitoids attracted the attention of many workers who classified them in different ways into older and younger granitoids (El-Ramly and Akaad 1960); their apparent relation to Orogeny (Syn-, Late- and Post-Orogenic, El-Shazly 1964) and also according to their geochemical characteristics (Calc-alkaline, alkaline to per-alkaline granites, El-Gaby 1975 and El-Sokkary 1970). Other classifications based on mineralogical, textural and chemical characteristics (Greenberg 1981), Orogeny (Hussein et al.,1982), age and Orogeny (El-Shatoury et al., 1984), originand tectonic setting (Kabesh et al., 1987), the difference in mineralogical composition (El-Gaby et al., 1990), petrological and geochemical criteria (Noweir et al., 1990).

The SiO_2 versus $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ TAS-classification diagrams of Cox et al., (1979) and Middlemost (1985) (Fig. 2.1, 2.2).

The intrusive rocks of the study area have been compared with the average chemical composition of major and trace elements of similar intrusive rocks (Gattar granite, Egypt after Mahdy et al., 2015; average microgranite of Ras Abda, Egypt (Abdel Hamid et al., 2018), average dolerite of Bas Drâa Inlier, Morocco (El Bahat et al., 2013), average bostonite of Atshan, Egypt (Zakaria 2010). (Fig. 2.1).

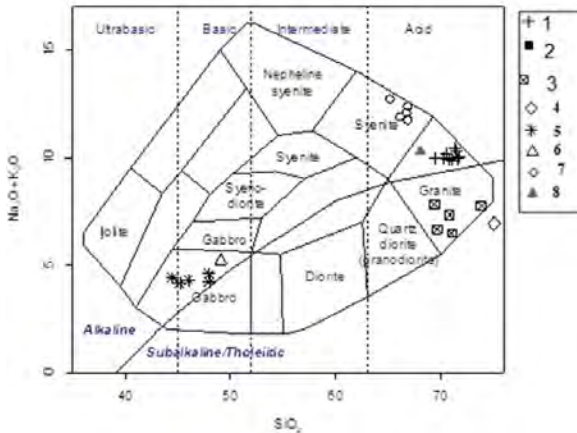


Fig. 2.1. TAS diagrams (Cox et al., 1979) of the intrusive rocks of the El Sela area. (1- two mica granite El Sela, 2- granite Gattar (Mahdy et al., 2015), micro granite El Sela, 4- micro granite Ras Abda (Abdel Hamid et al., 2018), 5- dolerite El Sela, 6- Dolerit Bas Draa (El Bahat et al., 2013), 7- Bostonite El Sela, 8- Bostonit Atshan (Zakaria, 2010).

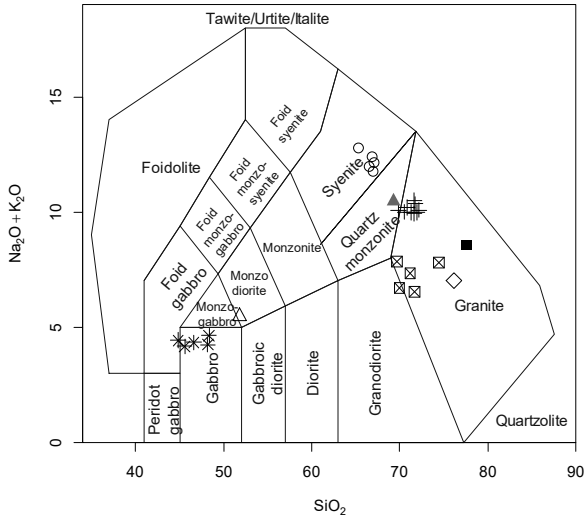


Fig. 2.2. TAS diagrams (Middlemost, 1985) of the intrusive rocks of the El Sela area.

The studied El Sela two mica granite and microgranite samples plot in granite field whereas dolerite and bostonite samples plot in gabbro and syenite fields, respectively. Gattar granite and Ras Abda microgranite plot out granite field related to high SiO_2 (76.6 and 75.05 wt%), respectively whereas Bas Drâa Inlier dolerite plot in gabbro field and Atshan bostonite has 68.03 wt% plot in granite field (Fig. 2.6). On the other hand, Gattar granite and Ras Abda microgranite plot in granite field, Bas Drâa Inlier dolerite plot in straddle line of monzo-gabbro and monzo-diorite whereas Atshan bostonite plot in quartz monzonite fields.

2.2.Trace elements

Trace and REE were carried out by ELAN-DRC-6100 Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS) at the Central Laboratory of (All Russian Geological Institute VSEGEI after digestion of the fused beads with $\text{HF}+\text{HNO}_3$. Pure solution external standards were used for calibration, and geological (USGS) standards were used to monitor the analytical accuracy. The sensitivity of analysis is documented in the (Table 2.2).

Table 2.3. The sensitivity of the ICP-MS analysis, ppm.

Elements	Sensitivity	Elements	Sensitivity
U	0.1	Ge	0.03
Th	0.1	Au	0.005
Co	0.1	Y	0.1
Ni	0.05	La	0.01
Cu	0.05	Ce	0.01
Zn	0.1	Pr	0.01
Pb	0.3	Nd	0.01
Rb	0.1	Sm	0.005
Sr	0.1	Eu	0.005
Ba	0.1	Gd	0.01
Cs	0.01	Tb	0.005
Zr	0.1	Dy	0.01
Hf	0.05	Ho	0.005
Nb	0.1	Er	0.01
Ta	0.1	Tm	0.005
Sn	0.2	Yb	0.01
W	0.15	Lu	0.005
Ga	0.1		

In this study twenty four representative samples were selected. The average, minimum, maximum and standard deviation of the intrusive rocks of major oxides of the area under investigations are represented in (Table 2.4).

Table 2.4. Average, minimum, maximum concentration and deviation of trace elements in intrusive rocks El Sela area, ppm.

Elements	Two-mica granite (n=9)			Microgranite (n=5)			Dolerite (n=5)			Bostontine (n=5)		
	Average	Min	Max	Average	Min	Max	Average	Min	Max	Average	Min	Max
U	7.19	4.1	14.7	164	129	224	29.7	21.7	35.9	6.75	2.9	10.8
Th	25	20.7	29.5	3.07	2.02	3.93	12.7	11.8	14.5	16.2	14	18.1
Co	2.4	1.91	3.72	7.39	5.25	9.96	19.9	10.5	30.5	3.09	2.1	3.86
Ni	122	106	145	69.2	55.4	93.2	328	217	579	194	187	203
Cu	18.7	10.7	27	24.7	20.9	30	23.1	21.1	27.6	16.5	13.5	19.4
Zn	35.2	26.1	56	142	93.1	209	172	133	224	116	82.6	143
Mo	11.8	9.31	13.7	8.12	6.45	9.07	25	15.7	43.6	15.3	10.2	19.3
Pb	11.2	5.69	19.7	14.6	9.48	19.3	6.3	3.82	9.4	4.97	4.05	5.73
Rb	201	169	230	142	129	160	84.7	54.3	111	108	81.8	123
Sr	59.3	36.6	89	141	122	177	548	454	643	43.4	37.5	54.1
Cs	4.39	1.67	8.88	6.13	3.47	9.7	1.1	0.75	1.82	0.56	0.53	0.63
Ba	175	54.3	329	203	157	327	355	310	377	387	333	439
Zr	65.2	36.9	92	130	101	158	377	234	500	705	576	900
Hf	3.22	2.07	3.83	3.04	2.63	3.58	4.17	2.98	5.5	19	12	23.5
Nb	17.4	8.01	35.5	7.93	5.62	11.2	172	113	237	153	123	187
Ta	1.76	0.49	4.8	0.36	0.27	0.45	5.83	3.44	9.82	11.1	10.5	12.1
Sn	1.73	1.22	2.26	1.49	1.22	2.15	3.66	1.24	8.33	5.4	4.22	7.18
W	0.97	0.5	2.99	6.81	2.44	10.8	3.49	1.3	8.82	0.9	0.81	0.98
Y	5.88	3.62	9.78	13.1	7.36	21.7	83.4	64.8	102	40.7	26.8	64
Ga	19.9	17.4	22	20.6	17.2	23.6	23.9	15.6	34.5	33.3	3.31	36
Ge	1.11	0.96	1.39	0.79	0.57	1.3	1.79	1.11	2.52	1.57	1.47	1.8
Au	0	0	0	0.08	0.01	0.19	0.36	0.22	0.62	0.38	0.29	0.49

The highest concentration and standard deviation of uranium is in microgranite. The highest value of thorium occurs in two-mica granite, dolerite and bostonite.

Among the group of chalcophilic elements, dolerites are distinguished by increased values of nickel, cobalt, zinc and molybdenum. Zinc is characteristic of microgranites and bostonite.

Zirconium and hafnium are enriched in bostonite. The highest standard deviation of zirconium and hafnium is in bostonite then dolerite after that microgranite and the lowest value is in two-mica granite. The highest niobium value of standard deviation is in dolerite. Niobium is characteristic of dolerites and bostonite. Tantalum, tin and tungsten are present in all types of rocks in small quantities. Strontium enriched dolerites, barium accumulates in dolerites and bostonite. In dolerites and bostonite recorded elevated gold contents.

The average contents of trace elements of intrusive rocks of the studied area were compared with the average of trace element of the same rocks in the earth crust (Clarke). Clarke concentration are shown in Table 2.5. Clarke Coefficient is the ratio between the average contents of trace elements of intrusive rocks of the studied area to the average of trace element of the same rocks in the earth's crust (Clarke) according to Sklyarov (2001).

Table 2.5. Clark concentration of chemical elements in rocks, ppm (Sklyarov et al., 2001)

Elements	Granite	Dolerite	Bostonite
Co	1	48	3
Ni	3.5	140	4
Cu	10	92	5
Zn	39	110	130
Ga	18	16	0.3
Ge	4.4	1.4	1
Rb	180	37	11
Sr	150	460	200
Y	50	23	17
Zr	180	130	500
Nb	21	19	35
Mo	1.5	1.4	1.1
Sn	3	0.5	-
Cs	5	0.1	0.6
Ba	750	290	1600
La	48	17	45
Ce	72	48	95
Pr	7.4	5	7.4
Nd	31	22	42
Sm	7.5	5.3	10
Eu	1.4	1.3	1.8
Gd	6.8	5.2	10
Tb	1.1	0.83	1.6
Dy	5	2.5	7
Ho	1.3	0.99	2
Er	3.1	2.2	4.4
Tm	0.3	0.25	0.44
Yb	4	2	4.3
Lu	0.9	0.5	1.2
Hf	3.9	2.6	11
Ta	3.6	7.4	2.1
W	2.2	0.8	1.3
Pb	19	6	12
Th	18	3.2	13
U	3	0.8	3
Au	0.003	0.006	0.002

The histogram of enrichment and depletion of micro elements in intrusive rocks in El Sela was also established (Figs. 2.1).

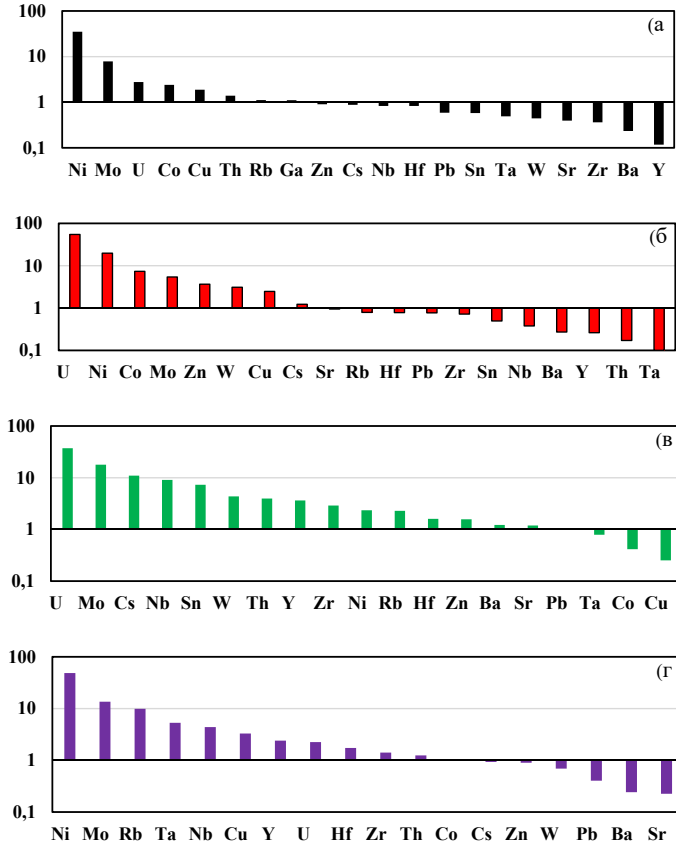


Fig. 2.3. The histograms of the enrichment and depletion of trace elements of intrusive rocks of the El Sela region (Sklyarov, 2001). (a) Two-mica granite;(b)Microgranite; (c) Dolerite; (d) Bostonite.

The Clark Coefficient of the most significant values can be expressed by the following formula:

Two-mica granite: Ni $_{35,8-}$ Mo $_{7,8-}$ U $_{2,7-}$ Co $_{2,4-}$ Cu $_{1,8-}$ Th $_{1,3-}$.

Microgranite: U $_{54,9-}$ Ni $_{19,7-}$ Co $_{7,3-}$ Mo $_{5,4-}$ Zn $_{3,6-}$ W $_{3,1-}$ Cu $_{2,4-}$.

Dolerite: U $_{37,22-}$ Mo $_{17,8-}$ Cs $_{10,96-}$ Nb $_{9,1-}$ Sn $_{7,3-}$ W $_{4,3-}$ Th $_{3,9-}$ Y $_{3,6-}$ Zr $_{2,9-}$ Ni $_{2,3-}$ Rb $_{2,2-}$ Hf $_{1,6-}$ Zn $_{1,6-}$ Ba $_{1,2-}$.

Bostonite: Ni $_{54-}$ Mo $_{13,6-}$ Rb $_{9,8-}$ Ta $_{5,31-}$ Nb $_{4,39-}$ Cu $_{3,30-}$ Y $_{2,40-}$ U $_{2,25-}$ Hf $_{1,73-}$ Zr $_{1,41-}$ Th $_{1,25-}$.

Uranium has the highest value in microgranite and dolerite. Nickel is higher in two mica granite and bostonite. Other chalcophile elements have relatively the higher values in all

intrusive rocks. Mo has the big value of Clark Concentration. Nb is typical for dolerite, bostonite are rich by Ta and Nb.

Geochemistry of uranium and thorium of intrusive rocks

The most important to investigate the behavior of U and Th. The mutual abundance and distribution of uranium and thorium for different intrusive rocks show variations in their contents in different rock types. Uranium in the study area display serious mobilization of uranium up to a potential concentration limit from the host two-mica granite into altered shear zones. Two-mica granite contains higher thorium content whereas, microgranite have higher uranium contents.

As reported from Clarke et al. (1966), Th/U ratio is about 3.5 or 4:1. It is known that thorium is immobile element, so that this ratio depends mainly on uranium content as mobile element. U-rich areas depending on this ratio as indicator for uranium exploration. In granitic rocks, uranium leach out or uranium poor source rocks depends on high Th/U ratio (>3.5), while uranium enrichment source rocks (uraniferous or fertile sources) depends on low Th/U ratio (<3.5).

El Sela two-mica granite samples 3, 8 and 9 have lower Th/U ratio than Clark values indicate U-enrichment granite (magmatic enrichment) while other two-mica granite samples has higher Th/U related to U-depletion. Microgranite and jasper samples show the lowest Th/U ratio indicating hydrothermal U-enrichments. Five samples of dolerite dikes have lower Th/U ratio than Clark values indicating U-enrichment. Samples 22 and 24 of bostonite dikes have higher Th/U ratio indicating U-depletion rather than samples 20, 21 and 23 which have lower content of Th/U ratio due to U-enrichment. (Fig. 2.4).

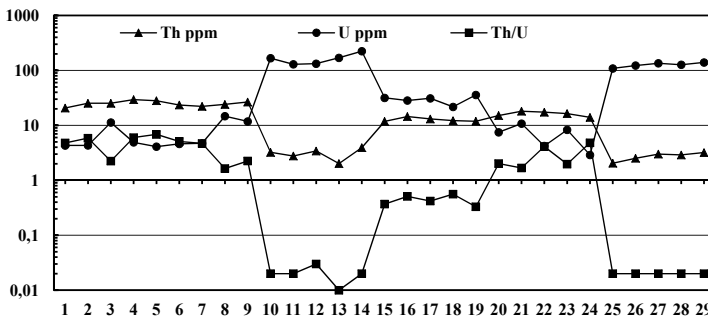


Fig. 2.4. Mutual distribution of U, Th and Th/U in the hosting two-mica granite (1 to 9) compared with microgranite (10 to 14), dolerite (15 to 19), bostonite dikes (20 to 24) and jasperoid vein (25 to 29).

The mean concentrations of U, Th and Th/U for intrusive rocks were compared with other published data in the Egyptian Eastern Desert and other countries Table 2.6. and Fig. (2.5).

Table 2.6 Comparison between average U, Th contents for intrusive rocks of the study area with published data for the Eastern Desert of Egypt and other countries

serial	Rock-type	Th	U
1	Two-mica granite, El Sela, Egypt (present work), n=9	25	7.19
2	Microgranite dikes, El Sela, Egypt (present work), n=5	3.07	164
3	Dolerite dikes, El Sela, Egypt (present work), n=5	12.7	29.7
4	Bostonite dykes, El Sela, Egypt (present work), n = 5	16.2	6.75
5	Jasper, El Sela, Egypt (present work), n=5	2.52	123
6	Two-mica granite, El Sela, Egypt (Abdel-Meguid et al., 2003), n=15	18	9.44
7	Two-mica granite, Abu Hamr, Egypt (Dessouky, 2018), n=13	13.7	12.2
8	A-type granite, Atawi area, Egypt (Fawzy, 2017), n=9	18.6	8.4
9	Two-mica granite, Esh El Malaha, Egypt (Esmail and Tawfiq, 2015), n=8	16.4	5.8
10	Younger granite, Gattar, Egypt (Mahdy et al., 2015), n=11	18.2	7.5
11	Two-mica granite, Um Sleimat area, Egypt (El-Arabi et al., 2007), n=10	4.2	6.2
12	Granite Wadi El-Gemal, Egypt (Abbady et al., 2006), n=10	11.8	3.2
13	Granite, Turkey (Orgun et al., 2005), n=30	24.8	4.7
14	A-type granite, Worldwide (Whalen, 1987), n=148	23	5
15	Granite, South Africa (Cernak et al., 1982), n=10	21.6	6.5
16	Granite, worldwide (Sklyarov et al., 2001), n = 200	18	3
17	Dolerite, Worldwide (Voitkevich et al., 1997), n=20	3	0.5
18	Dolerite, Worldwide (Sklyarov et al., 2001), n=200	3.2	0.8
19	Bostonite, Worldwide (Grigorev, 2002), n=15	13	3
20	Bostonite, Worldwide (Sklyarov et al., 2001), n=200	13	3

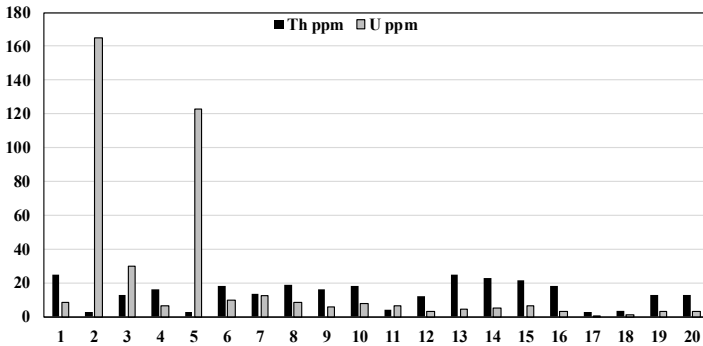


Fig. 2.5. The histogram shows a comparative study of the average concentration of U and Th between intrusive rocks in the area of El Sela and others, as shown in Table 2.6.

There is a distinguished similarity in U and Th contents of the two-mica granite in El Sela area when compared with others. The mutual abundance of uranium in the studied microgranite dikes and jasper of El Sela display a marked serious mobilization of U contents up to a potential

concentration limit with low Th content. on the contrary, the two-mica granite of Um Sleimat area, Egypt (El-Arabi et al., 2007) and dolerite worldwide (Voitkevich et al., 1997 and (Sklyarov et al., 2001) have the lowest U and Th contents. Evidently, the highest U concentrations are recorded in the El Sela, with Th/U ratio of 0.02 related to the presence of primary and secondary U-minerals under reduction-oxidation (Redox) conditions. The uraniferous and/or fertile granites are defined by different authors.

Histogram shows the comparative study of mean concentration of U and Th between intrusive rocks in El Sela area. Uraniferous granites are defined according to Darnley (1982) as granitic massiv containing U at least twice the Clarke value (4 ppm) whether or not they are associated with U mineralization. Rogers and Adams (1969) stated that the normal contents of U and Th in granitic rocks are 4 ppm and 11 ppm, respectively. So, the two-mica granite, microgranite, dolerite and bostonite dikes and jasper of El Sela area are considered to be fertile or uraniferous.

REEs in intrusive rocks

The average, maximum, minimum concentration and deviation of REE in intrusive rocks El Sela area are in Table 2.7. The concentrations of REE are relatively variable from the host two-mica granite and post-granitic dikes, could be excepted on irregular distribution of accessory minerals as monazite, bastnasite and allanite bearing REE.

Using the REE distribution diagrams, the following tasks can be solved: 1. Correlation of igneous rocks, phases and complexes; 2. Evaluation of the composition of the magmatic source based on the comparison distribution spectra of elements with standard for certain geodynamic settings and reference objects; 3. Establishing features of magmatic evolution.

In general, rare earth elements reflect the degree of depletion melt fractionation. The highest values of the sum are typical for the post-granitic dikes (dolerite, mean–594.2 ppm; bostonite, mean–388.8 ppm and microgranite, mean–99.6 ppm). Two-mica granite has the lowest REEs contents, mean–44.84 ppm.

REEs spectra are presented in Fig. (2.6.) All the samples are enriched in light rare earth elements (LREE) relative to heavy ones (HREE).

Table 2.7. Average, maximum, minimum concentration and deviation of REE in intrusive rocks El Sela area, ppm.

Elements	Two-mica granite (n=9)				Microgranite (n=5)				Dolerite (n=5)				Bostonite (n=5)			
	Average	Min	Max	σ	Average	Min	Max	σ	Average	Min	Max	σ	Average	Min	Max	σ
La	10.5	6.49	18.3	3.94	18.3	9.19	42.9	13.9	129	109	148	16.8	94	81.9	110	11
Ce	19.8	12.6	32.7	6.29	39.2	21.4	83.2	25	232	201	287	33	154	149	169	8.6
Pr	2.15	1.28	4.28	0.99	5.06	3.01	9.56	2.6	30	23.3	43.8	8.9	20	14.5	26.3	4.5
Nd	6.87	4	10.8	2.41	21.4	13.7	38.8	10.3	115	85.3	185	41.1	70.3	48.2	99.2	19.6
Sm	1.35	0.6	2.85	0.72	4.07	2.65	6.88	1.8	23.1	17.6	30.4	5	13.7	7.28	17.5	4.3
Eu	0.21	0.14	0.35	0.07	1.24	0.72	2.22	0.6	2.84	1.52	5.67	1.7	1.6	1.43	1.84	0.2
Gd	1.14	0.62	1.88	0.45	3.8	2.15	6.92	2	23.1	17.9	29.4	4.4	11.7	6.54	16.3	3.6
Tb	0.16	0.09	0.28	0.07	0.51	0.28	1.01	0.3	3.02	2.57	3.55	0.4	1.46	0.96	2.37	0.5
Dy	0.95	0.54	1.84	0.45	2.75	1.54	5.14	1.5	15.8	13.2	17	1.5	8.21	5.2	13.5	3.1
Ho	0.18	0.11	0.34	0.08	0.46	0.27	0.91	0.3	2.65	2.5	2.83	0.1	1.82	0.95	2.39	0.5
Er	0.55	0.31	0.9	0.2	1.23	0.76	2.4	0.7	8.29	8.04	8.51	0.2	5.29	2.85	7.07	1.5
Tm	0.1	0.06	0.16	0.03	0.17	0.1	0.31	0.1	1.1	1	1.22	0.1	0.69	0.39	0.95	0.2
Yb	0.68	0.39	1.11	0.24	1.07	0.62	2.04	0.6	6.06	5.2	6.92	0.7	4.43	2.54	5.98	1.3
Lu	0.13	0.07	0.17	0.04	0.17	0.11	0.29	0.1	0.86	0.8	0.98	0.1	0.63	0.35	0.84	0.2
Σ REEs	44.8	29	72.5	14	99.6	57.1	202	58.9	594	509	769	102	388	323	473	54.3
LREEs	40.9	26.4	66.9	13.2	89.4	51	183	53.7	496	452	526	31.6	443	339	526	69.2
HREEs	3.89	2.41	6.33	1.39	10.1	6.07	19	5.4	58.8	56.8	63	2.4	52.3	34.9	63	10.9
LREEs/HREEs	11.1	5.87	17.4	3.36	8.72	6.86	9.65	1.2	8.43	7.96	8.81	0.4	8.57	7.96	9.71	0.7
(La/Yb)N	11.1	4.99	17.9	4.12	10.8	8.93	14.2	2	14.9	10.6	18.1	3.3	13.3	10.6	18.1	2.9
(La/Sm)N	5.81	2.76	10.4	2.64	2.65	1.85	3.92	0.8	3.68	2.97	4.56	0.6	3.78	2.97	4.56	0.6
(Tb/Yb)N	1.06	0.6	1.52	0.25	2.04	1.7	2.52	0.3	2.14	1.83	2.39	0.2	1.92	1.33	2.39	0.4
(Ce/Ce*)N	1.05	0.76	1.53	0.21	0.98	0.93	1.01	0	0.93	0.83	1.02	0.1	0.88	0.76	1.02	0.1
(Eu/Eu*)N	0.57	0.31	0.89	0.19	0.97	0.92	1.09	0.1	0.31	0.19	0.48	0.1	0.32	0.19	0.48	0.1

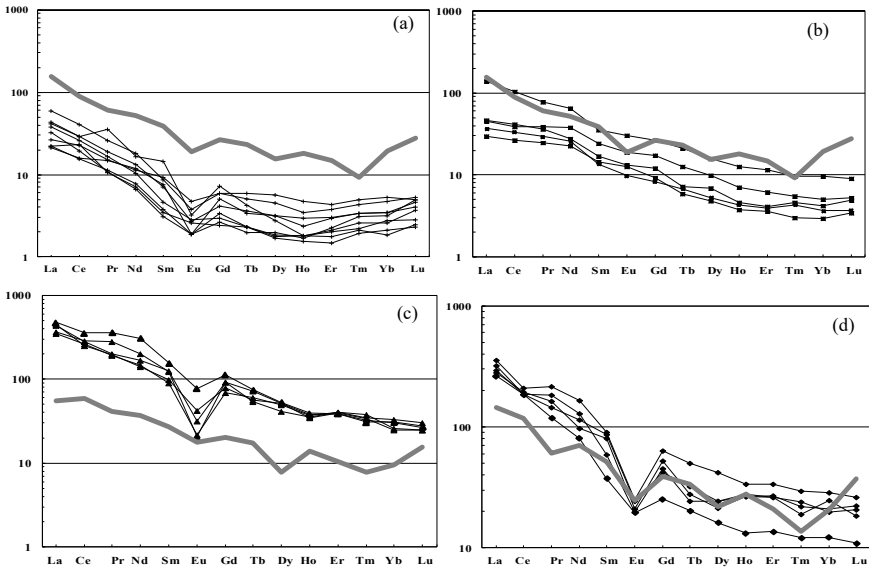


Fig. 2.6. Normalized chondrite structure of REE of intrusive rocks, normalized values according to Boynton (1984). a) two-micaceous granite, b) micro granite, c) dolerite and d) bostonite. Intrusive rocks have been investigated in comparison with Clark by Sklyarov (2001).

The standard deviation has higher values of La, Ce and Nd in all types of intrusive rocks. The distribution of europium (Eu) is particularly important because it can occur in two oxidation states, divalent and trivalent depending on oxygen fugacity. Under oxidizing conditions, Eu is trivalent and behaves as the other rare earth elements, while under reducing conditions, it occurs as divalent Eu, which has relatively large ionic radius and replace mainly Ca in plagioclases and rarely in K-feldspar. The Eu/Eu^* ratio is a measure of the europium anomalies and a value of greater than 1.0 indicates a positive anomaly, while a value of less than 1.0 is a negative anomaly. It is concluded that two-mica granite, dolerite and bostonite have negative Eu anomaly in which $(Eu/Eu^*)_N = [Eu/(Sm_N \cdot Gd_N)^{1/2}]$ is lower than 1. This may reflect the slight difference in their origin (Cullers and Graf, 1984) which may be due to the removal of feldspars from a felsic melt by crystal fractionation or by partial melting of a rock in which feldspars is retained in the source that will give rise to a negative Eu anomaly in the melt or due to the greater effect and higher oxygen activity of the melt, which is relating to the volatile saturation (higher oxidation state) in case of the melt that formed the granitic melt.

The oxygen activity of the melt would be sufficiently high to keep Eu at the trivalent state and thus keep its incorporation into accumulating plagioclase (Grenne and Roberts, 1998). On the other hand, $(Eu/Eu^*)_N$ ranges between (0.92 to 1.09) for microgranite samples. So, the spectrum of microgranite REE patterns are almost flat with more or less absences of any significant negative Eu-anomalies due to the manifestation of secondary changes in the rock.

Thus, based on the analysis of major oxides, trace and rare earth elements, the geochemical features of the intrusive rocks of the El Sela region are revealed.

Based on the data on the content of chemical elements in the intrusive rocks of the eastern desert of Egypt, a clarke analysis was performed. Clark concentration of uranium has the highest values in the microgranite and dolerate. In nickel, this coefficient is higher in two-mica granite and bostonite. Other chalcophilic elements (Mo, Cu, Co, Zn) have high values of clarke concentrations in all intrusive rocks. Nb is characteristic of dolerite. Bostonite is enriched with Ta and Nb.

There is a similarity in the contents of U and Th in the two mica granites of El Sela and other areas of Egypt. The highest values of the sum REE are in the post-granitic dikes Two-mica granite has the lowest REEs contents. All the samples are enriched in light rare earth elements (LREE) relative to heavy ones (HREE).

2.3. Genetic features of intrusive rocks

Petrological studies require the diagrams for petrogenetic investigations first of all to analyse the evolution of a magmatic melt. Different diagrams are used for understanding and characterizing petrochemical processes. The most common are the Harker binary diagrams where the content of petrogenic oxides or trace elements is compared with SiO_2 content.

As a rule, the common distinct trends in the variation diagrams confirm the origin of the rocks of a magmatic complex as a result of the evolution of one initial melt. Trends mainly reflect the processes of partial melting of protolite or crystallization fractionation, which are the main processes in the evolution of magmatic melts. Bends, changes in direction, branching of the trends may indicate a sharp change in the conditions (physico-chemical, fluid regime, etc.) of the complex formation, a change in the models of the main processes or the occurrence of additional ones in the course of magma evolution or the rocks formation. A significant gap in the variation curves may indicate the functioning of magmatic sources of different composition, trends splitting points out the processes of liquation. Frequently trends can reflect the phenomenon of contamination - mixing of magmas of different composition (hybridism) or assimilation of the

material of the host rocks, etc. Harker variation diagrams use SiO_2 as a differentiation index versus major oxides of the studied intrusive rock samples (Fig. 2.7).

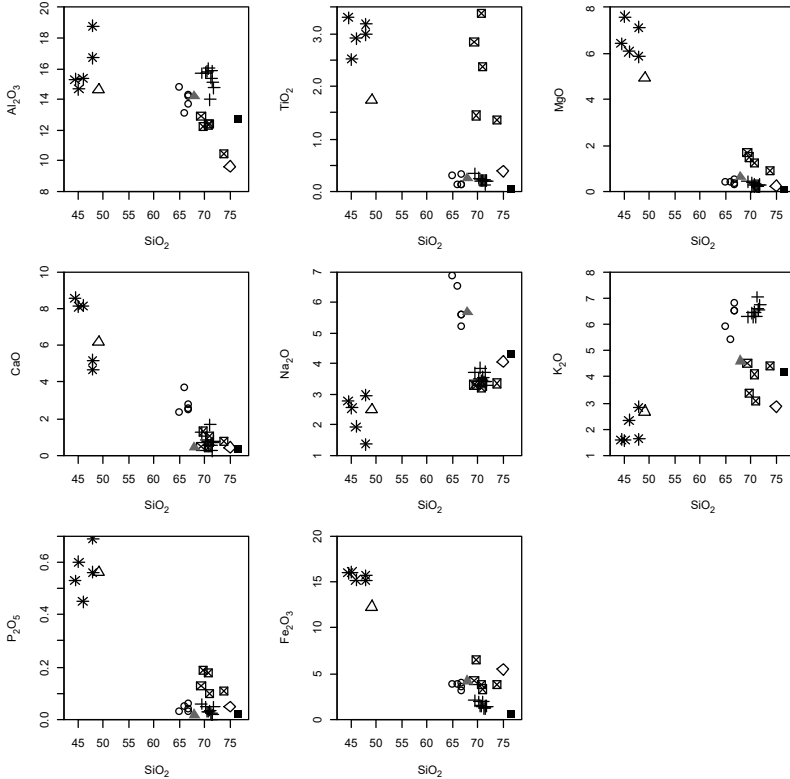


Fig. 2.7. Harker variation diagrams of major oxides (wt%) versus SiO_2 (wt%) for intrusive rocks. Symbols are as in (Fig. 2.5).

The SiO_2 (wt%) content increases from dolerite (44.44 – 47.99 wt%; average 46.31 wt%), through bostonite (65.1 – 66.8 wt%; average 66.3 wt%) to microgranite (69.3 – 73.8 wt%; average 70.94 wt%) and two-mica granite (71.5– 74.8 wt%; average 73.4 wt%).

Harker variation diagrams reveal that, there is a general decrease in Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , MnO , CaO , P_2O_5 and Fe_2O_3 , contents with increasing SiO_2 . Bostonite shows high alkalis content compared to other intrusive rocks. On the other hand, dolerite shows a marked low content of alkalis but contains higher values in other major oxides rather than intrusive rocks.

Harker variation diagrams of major oxides are nearly very close to that of El Sela intrusive rocks except TiO_2 of microgranite of Ras Abda and dolerite of Bas Drâa Inlier have lower contents than those of El Sela.

The distribution behaviour of trace elements during magmatic differentiation can be traced by their variations with increasing SiO_2 (Fig. 2.8).

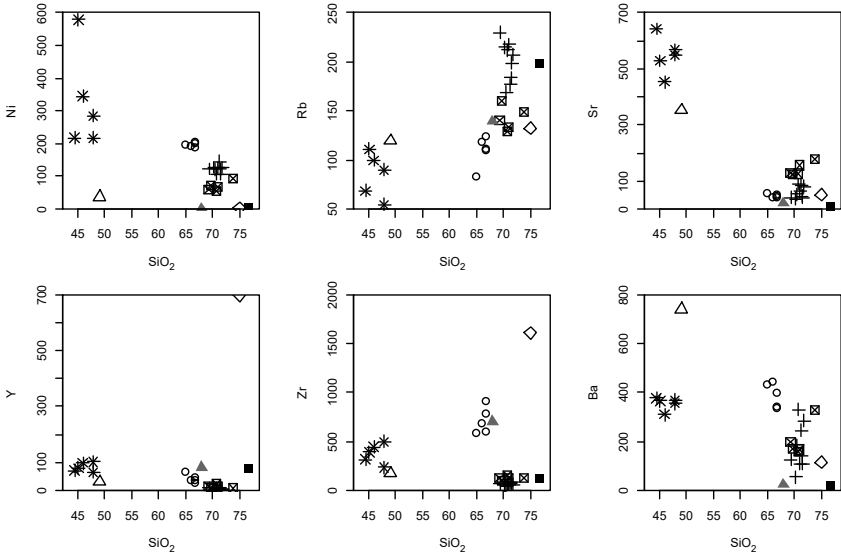


Fig. 2.8. Harker variation diagrams of some trace elements (ppm) versus SiO_2 , wt. %

All samples are enriched in most large ion lithophile elements (LILE; especially Ba and Rb), but decrease in Ni, Sr, Y with increasing SiO_2 . High field strength elements (HFSE; especially Y and Zr) are relatively high in dolerite and bostonite.

Harker variation diagrams of trace elements of other areas are nearly very close to that of El Sela intrusive rocks except Y and Zr of microgranite of Ras Abda has higher content than El Sela and dolerite of Bas Drâa Inlier has higher Ba and Rb contents and lower in Ni, Sr, Y and Zr than those of El Sela (Fig. 2.8).

The tectonic setting of the Egyptian Eastern Desert is a key to deciphering the Neoproterozoic tectonic evolution of the ANS and consequently the entire East African Orogen (EAO). Depending upon outstanding differences in exposed lithologies and remarkable contrast in physiographic features, Abdel Khalek (1979), Stern and Hedge (1985) and El-Gaby et al.

(1988) subdivided the Egyptian Eastern Desert into three main provinces; Northern Eastern Desert (NED), Central Eastern Desert (CED) and Southern Eastern Desert (SED). Such threefold division has been one of the few broadly accepted concepts in the tectonic analysis of the Egyptian Neoproterozoic basement (Fowler and Osman 2009). The provinces juxtapose along two major structural elements; Qena-Safaga Shear Zone separates NED from CED, and Idfu-Mersa Alam Shear Zone splits.

Several discrimination diagrams were proposed and used to elucidate the magma types of the igneous rocks. The magma type of the studied two-mica granite can be deduced from the following diagrams. Irvine and Baragar (1971) and several workers have used the AFM diagram to divide the subalkaline rocks into calc-alkaline and tholeiitic series on the basis of their iron contents. Where $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $F =$ total Fe expressed as Fe_2O_3 , and $M = \text{MgO}$ (all in wt%). The graph shows two-mica granite, microgranite and bostonite are calc-alkaline whereas dolerite belong to tholeiitic series (Fig. 2.9 a). The ternary diagram using molar $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}$ plot to distinguish meta- and/or peraluminous from peralkaline rocks as well as potassic, sodic and ultrapotassic suites. The figure reveals that the studied samples of two-mica granite, microgranite and dolerite plot in meta- and/or peraluminous field, whereas bostonite samples plot in peralkaline field (Fig. 2.9 b). Gattar granite, Ras Abda microgranite, Bas Drâa Inlier dolerite and Atshan bostonite plot calc-alkaline field. Gattar granite and dolerite fall in field metaluminous to peraluminous field. Ras Abda microgranite and Atshan bostonite plot along straddle line between peralkaline to metaluminous and peraluminous field.

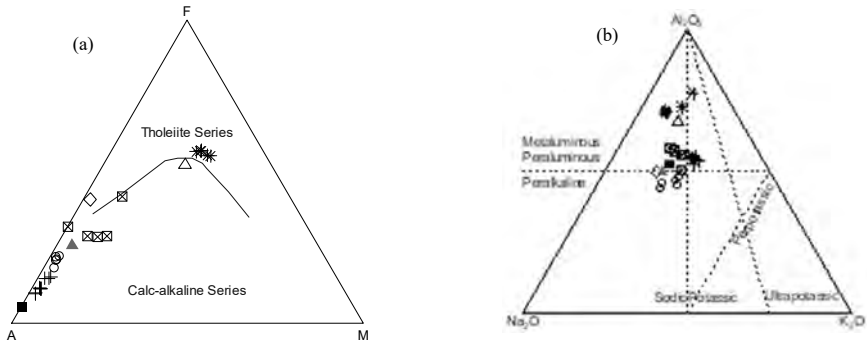


Fig. 2.9. Magma type discrimination diagrams for intrusive rocks. a) AFM diagram for intrusive rocks of the studied area (Irvine and Baragar, 1971). b) Ternary diagram using molar $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}$.

The tectonic setting of the studied rocks can be inferred using binary diagrams. Pearce et al., (1984) used the $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ and $\text{Nb}-\text{Y}$ discrimination diagrams to distinguish between the four tectonic regimes including Volcanic Arc Granites (VAG), Syn-Collision Granites (Syn-COLG), Ocean Ridge Granites (ORG) and Within-Plate Granites (WPG) for the granite rocks. In this diagram Pearce (1996) introduced a field nominated as Post-Collision Granite (PCG) to discriminate between the WPG (Within-Plate Granites), VAG and Syn-COLG fields. The studied two-mica granite and microgranite samples plot in the Volcanic Arc Syn-Collision Granites field whereas dolerite and bostonite samples fall in Within-Plate regime. Gattar granite, Ras Abda microgranite and Bas Drâa Inlier dolerite plot in within plate environment whereas Atshan bostonite plot in within plate environment and/or ocean ridge granites (Fig. 2.10).

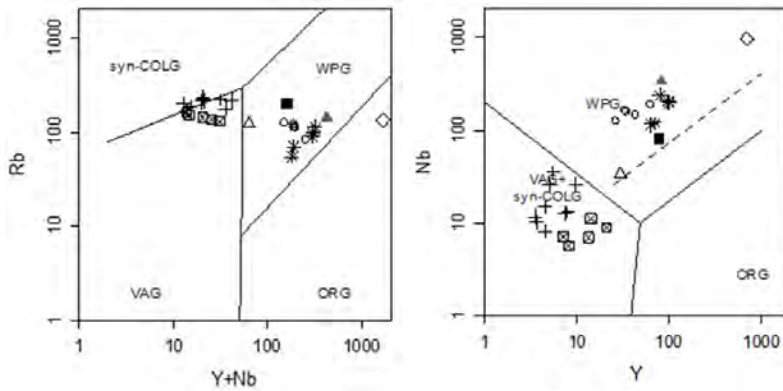


Fig. 2.10. Tectonic setting discrimination diagrams for intrusive after (Pearce et al., 1984) for the studied intrusive rocks: Rb–(Y + Nb) and Nb–Y.

Petrogenesis of intrusive rocks

The trace elements Rb, Sr, and Ba are the most helpful ones to use in evaluating the petrogenetic processes included in the origin of granite rocks either from partial melting or fractional crystallization. Their behavior in the granitic systems is strongly controlled by K-feldspars, plagioclases and micas minerals (Syrfitso, 2002).

Other helpful relation is the Rb versus Sr (Fig. 2.11 a), in which samples plot point to variation trends principally with alkali feldspar fractionation to develop El Sela microgranite, two-mica granite and bostonite. This result agrees with their hypersolvus character and the high proportion of perthite.

On the other hand, dolerite samples plot in straddle zone between pyroxene and biotite trends. Gattar granite, Ras Abda microgranite and Atshan bostonite plot in alkali feldspar fractionation trend whereas Bas Drâa Inlier dolerite plot in plot in straddle zone between alkali feldspar and biotite trends.

Mason (1966) indicates the line of the average Ba/Rb ratio for the crust is 4.4; it is clear from the (Fig. 2.11 b) that the studied dolerite and bostonite samples plot along the Ba/Rb ratio line of about 4.4, which indicates an enrichment of Ba over Rb.

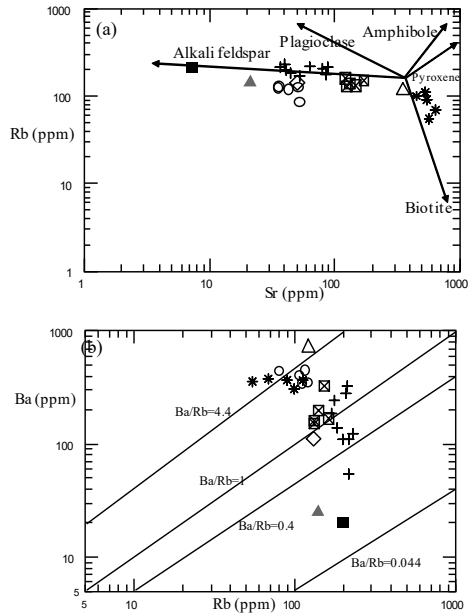


Fig. 2.11. Petrogenesis diagrams of the studied intrusive rocks:

a) Sr–Rb diagram for the studied samples. b) Ba–Rb diagram after (Mason, 1966).

Microgranite samples mostly adjacent to line 1 whereas the two-mica granite samples plot between 0.4 and 1, which indicates an enrichment of Ba and/or depletion of Rb. Gattar granite and Atshan bostonite plot between 0.4 and 0.044 whereas Ras Abda microgranite and Bas Drâa Inlier dolerite adjacent to 1 and 4.4 of Ba/Rb ratios, respectively.

Magmatic temperatures of the studied samples can be obtained from zircon saturation estimates (Watson and Harrison, 1983). This estimate is based on model of the temperature of zircon saturation using Zr concentration in the granites (Fig. 2.12). The temperatures of the zircon model probably represent the initial temperature of the melt.

The temperature of crystallization of two-mica granite ranges from 700-750 C°, microgranite 750-800 C°, dolerite 800-950 C°, bostonite, 950-1020 C°.

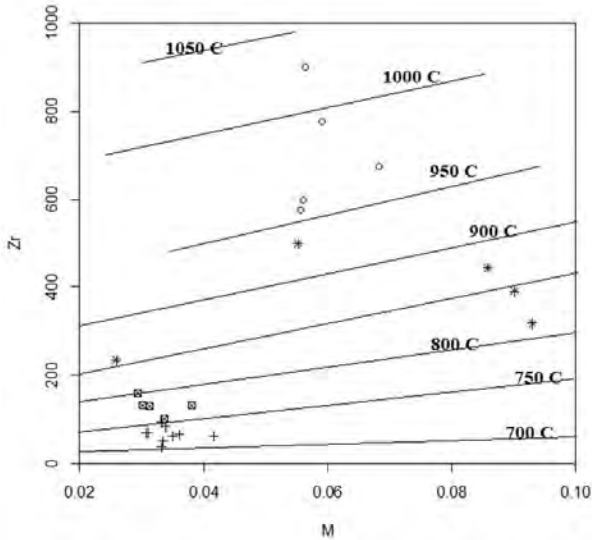


Fig. 2.12 Binary diagram of Zr (ppm) vs. $M = (Na+K+2Ca)/(Al \times Si)$ showing the proportion of zircon that can be dissolved in melts of various composition at different temperatures (Watson and Harrison, 1983). 1-Two-mica granite, 2-Microgranite, 3-Dolerite, 4- Bostonite.

The genetic features of the intrusive rocks of the studied area revealed that microgranit , two- mica granites and bostonites belong to the calc-alkaline series, while dolerite belongs to the tholeitic series.

Studied samples of two-mica granite, microgranite and dolerite are in the field of meta- and / or peraluminous rocks, and bostonites are in the field of peralkaline rocks. Studied two-mica granite and microgranite are located in the field of post-collisional granites, while dolerite and bostonite fall into the within plate field .

The temperature of crystallization of two-mica granite ranges from 700 to 750 ° C. For micro-granite, the temperature ranges from 750 to 800 ° C. Regarding to dolerite temperature ranges from 800 to 900 ° C. The temperature of bostonite ranges from 950 to 1020 ° C.

CHAPTER III GEOCHEMICAL FEATURES OF MINERALS

Intrusive rocks contain a wide range of accessory minerals, the geochemical features of which carry important information about the genesis of the rocks and possible mineralization.

The chemical composition of minerals were performed at the resource center “Geomodel”, Saint Petersburg University, Russia, using a Hitachi S-3400N Scanning Electron Microscope equipped with an Oxford Instruments Energy Dispersive Spectrometer X-Max 20. The electron beam accelerating voltage was 20 kV and the current 1 n A were used. X-ray acquisition time was 20 seconds. The uranium, thorium and other accessory minerals different intrusive rocks are shown in Table 3.1.

Table 3.1. The uranium, thorium and other accessory minerals in different rocks, El Sela area.

Minerals	Two-mica granite	Microgranite	Dolerite	Bostonite	Jasper
Primary uranium – thorium minerals	Thorite, Uranothorite Brookite Auerlite	Coffinite	Coffinite Uraninite	Coffinite	Pitchblende Coffinite
Secondary uranium-minerals	-	Autunite, Kasolite	Autunite	-	Uranophane Autunite
Other accessory minerals	Zircon Monazite Bastnasite Native Ag Xenotime Barite Titanite Rutile Pyrite Sphalerite Galena	Zircon Monazite Native Ni Native Fe Native Cu Native Au Barite Pyrite Chalcopryrite Arsenopyrite Galena Sphalerite	Zircon Monazite Barite Pyrite Chalcopryrite Arsenopyrite Sphalerite Galena	Zircon Monazite Bastnasite Rutile	Hematite Magnetite Pyrite

Note: Minerals written in bold are firstly recorded.

As can be seen from the (Table 3.1) in the intrusive rocks there are primary minerals of uranium and thorium, as well as secondary minerals of uranium. The presence of thorium minerals is characteristic of two mica granites, the most common among which is thorite. Other types of intrusive rocks are characterized by the presence of coffinite.

In addition, a wide range of other accessory minerals have been identified in all types of intrusive rocks.

As part of the research, the following minerals were discovered for the first time:

In two-mica granite, the first recorded minerals are Auerlite and native Ag. In microgranite, the first recorded minerals are: coffinite, kasolite, native Ni, native Fe, native Cu, native Au. In dolerite, they are coffinite, uraninite, autunite. In bostonite, they are coffinite, zircon, monazite, bastnasite, rutile. In jasper, pitchblende coffinite are first recorded.

3.1. Geochemical features of uranium and thorium minerals in intrusive rocks

Minerals that crystallize from cooling magma are called primary. Secondary minerals formed through all geological processes such as hydrothermal alteration and weathering processes. The secondary uranium can be interstitial uranium at the grain boundaries and in micro-fractures or absorbed uranium in altered minerals. Whether the mineral is primary or secondary depends on the mode of formation and not on the mineral composition.

3.1.1. Primary minerals

There are four group of thorite minerals could be distinguished; thorite, brockite, auerlite and uranothorite of El Sela two-mica granite.

Thorite

Thorite is one of the most common thorium silicate minerals present as accessory mineral in two-mica granite. It occurs as subhedral to anhedral crystals, individual grains up to 50 μm in size, intergrowths with zircon, and inclusions in zircon. It somewhat resembles zircon, but brighter occurring as small, oval, square prismatic crystals with pyramidal points and has been found around the zircon crystals in the peripheries. Thorite also may be surrounded by iron oxides. (Fig. 3.1 and 3.2). Chemical composition of thorite of two-mica granite is shown in (Table 3.2).

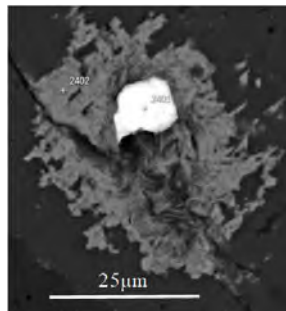


Fig. 3.1. Back scattered images of thorite surrounded by hematite in two-mica granite.

Table 3.2. Chemical composition of thorite of two-mica granite, El Sela area, wt%.

Oxides	Spots numbers			
	2400	2401	2403	2404
ThO ₂	71	67.3	73.1	66.7
SiO ₂	14.7	12.2	16.6	12.6
UO ₂	5.4	1.03	2.72	2.76
Y ₂ O ₃	2.3	3.83	1.06	3.63
Ce ₂ O ₃	0.35	-	0.45	-
Nd ₂ O ₃	-	0.17	-	0.17
Sm ₂ O ₃	-	0.26	-	-
Gd ₂ O ₃	-	0.15	-	-
Dy ₂ O ₃	-	0.27	-	-
P ₂ O ₅	1.9	6.41	1.03	6.45
CaO	1.8	2.99	1.06	2.32
Fe ₂ O ₃	1.59	4.1	1.53	2.41
PbO	-	-	1.47	0.92
Al ₂ O ₃	0.18	0.41	0.47	0.65
ZrO ₂	0.65	1.1	0.85	1.2
Total	100	100	100	99.8
Chemical formula based on 4 oxygen atoms (apfu)				
Th	0.86	0.75	0.88	0.75
Si	0.79	0.59	0.87	0.62
U	0.06	0.01	0.03	0.03
Y	0.06	0.1	0.03	0.1
Ce	0.01	-	0.01	-
P	0.09	0.26	0.05	0.27
Ca	0.1	0.16	0.06	0.12
Fe	0.06	0.15	0.06	0.09
Pb	-	-	0.02	0.01
Al	0.01	0.02	0.03	0.04
Zr	0.02	0.03	0.02	0.03
Sum	2.06	2.07	2.06	2.06

The chemical composition of thorite shows that ThO₂ ranges from 66.7 to 73.17 wt%; UO₂ from 1.03 to 5.44 wt%.; SiO₂ from 12.19 to 16.59 wt%; Y₂O₃ (mean 2.71 wt. %). Small amounts of CaO, P₂O₅ and REE, Al₂O₃ and Fe₂O₃ were reported as substitutions in thorite. No microminerals of uranium were found in thorite. The chemical formula can be expressed as (Th_{0.81} U_{0.03} Y_{0.07} Ce_{0.01} Ca_{0.11} Fe_{0.09} Pb_{0.01} Zr_{0.02}) (Si_{0.7} P_{0.16} Al_{0.02}) O₄. Zoned thorite crystals have been encountered (Fig. 3.2) and (Table 3.3).

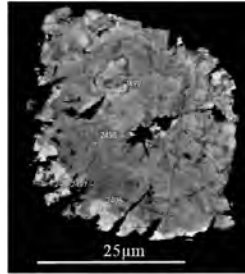


Fig. 3.2. Zoning thorite crystal in two-mica granite in back scattered images.

Table 3.3. Chemical composition of zoned thorite of two-mica granite, El Sela area, wt%.

	Rim		Core	
	2496	2497	2498	2499
ThO ₂	71.3	70.1	65.9	64.7
SiO ₂	14.9	14.4	16.3	16.9
UO ₂	3.4	4.1	4.9	5.9
Y ₂ O ₃	2.63	2.83	4.38	3.94
P ₂ O ₅	2.15	2.93	4.15	3.9
CaO	2.77	3.01	2.64	2.71
Fe ₂ O ₃	2.1	1.5	0.87	1.04
PbO ₂	0.48	0.5	0.6	0.74
Total	99.7	99.3	99.7	99.8
Chemical formula based on 4 oxygen atoms (apfu)				
Th	0.86	0.84	0.74	0.74
Si	0.79	0.76	0.8	0.8
U	0.04	0.05	0.05	0.05
Y	0.07	0.08	0.12	0.12
P	0.1	0.13	0.17	0.17
Ca	0.16	0.17	0.14	0.14
Fe	0.08	0.06	0.03	0.03
Pb	0.01	0.01	0.01	0.01
Sum	2.1	2.09	2.07	2.07

The central parts are enriched in SiO₂, UO₂, P₂O₅, Y₂O₃, PbO₂ but the marginal zones are enriched in ThO₂, CaO and Fe₂O₃.

Brockite

Brockite is a calcium thorium phosphate mineral, recorded only in two-mica granite. It occurs as anhedral to subhedral crystals from 10 to 30 μm in size.

The chemical composition of brockite is shown in (Table 3.4) in which ThO₂ ranges from 44.3 to 51.17 wt%, P₂O₅ ranges from 22.05 to 25.09 wt%, CaO ranges from 11.12 to 12.9 wt%, SiO₂

ranges from 3.32 to 6.05 ppm. Na_2O , Al_2O_3 , PbO , ZrO_2 and Nd_2O_3 are reported in brockite. The chemical formula of brockite is $[(\text{Th}_{0.45} \text{Ca}_{0.52} \text{Zr}_{0.03} \text{Pb}_{0.02} \text{Nd}_{0.02}) (\text{Si}_{0.2} \text{P}_{0.82} \text{Al}_{0.02}) \text{O}_4]$

Auerlite

Auerlite present as accessory calcium thorium phospho-silicate mineral in the host rock of two-mica granite. The BSC image shows that auerlite is associated with zircon and xenotime crystals (Fig. 3.3). The chemical composition of auerlite is shown in (Table 3.4).

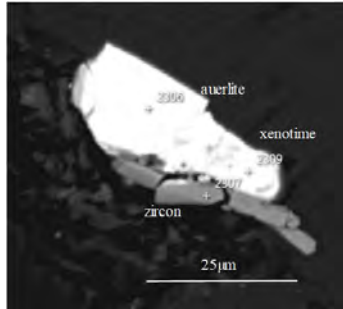


Fig. 3.3. Back scattered images showing auerlite associated with xenotime and zircon two-mica granite, El Sela area.

Table 3.4. Chemical composition of brockite and auelrite of two-mica granite, El Sela area, wt%.

Oxides	Brockite				Auerlite				
	2506	2507	2508	2511	2298	2306	2814	2820	
ThO ₂	48.9	51.2	45.9	44.3	58.2	59.2	58.6	57.3	58.6
SiO ₂	4.3	3.32	6.05	5.09	10.7	10.2	11.2	11.5	10.5
Y ₂ O ₃	0.98	-	-	-	3.45	3.53	2.95	3.77	3.33
Ce ₂ O ₃	-	0.63	-	-	-	-	0.39	-	-
Nd ₂ O ₃	1.69	1.66	1.59	1.26	0.91	1.07	1.62	-	-
P ₂ O ₅	22.1	24.0	25.1	22.8	10.9	10.9	10.5	9.8	10.4
CaO	11.5	11.9	12.9	11.1	7.6	8.56	7.07	6.17	7.04
PbO	-	-	3.26	2.87	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	1.47	-	-	-	0.6	-	0.53
ZrO ₂	1.46	1.5	1.85	1.36	4.34	2.86	3.07	3.88	4.42
Total	90.9	94.2	98.2	88.8	96.1	96.3	96.0	92.5	94.8
Chemical formula based on 4 oxygen atoms (apfu)									
Th	0.48	0.48	0.39	0.43	0.61	0.63	0.62	0.63	0.63
Si	0.19	0.14	0.23	0.22	0.49	0.48	0.52	0.55	0.49
Y	0.02	-	-	-	0.08	0.09	0.07	0.1	0.08
Ce	-	0.01	-	-	-	-	0.01	-	-
Nd	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	-	-
P	0.8	0.85	0.8	0.83	0.43	0.43	0.41	0.4	0.41
Ca	0.53	0.53	0.52	0.51	0.38	0.43	0.35	0.32	0.35
Pb	-	-	0.03	0.03	-	-	-	-	-
Al	-	-	0.07	-	-	-	0.03	-	0.03
Zr	0.03	0.03	0.03	0.03	0.1	0.07	0.07	0.09	0.1
sum	2.08	2.06	2.1	2.07	2.11	2.13	2.11	2.08	2.1

Note: - under detection limits.

The chemical formula of auelrite can be expressed by [(Th_{0.62} Ca_{0.37} Zr_{0.09} Y_{0.08} Nd_{0.01}) (Si_{0.08} P_{0.42} Al_{0.01}) O₄]. Auelrite has higher ThO₂ ranges from 57.33 to 59.17 wt% and SiO₂ ranges from 10.2 to 11.53 wt% than brockite. P₂O₅ ranges from 9.83 to 10.93. CaO ranges from 6.17 to 8.56 wt% and Nd₂O₃ ranges from 0.91 to 1.62 wt%. ZrO₂ ranges from 2.86 to 4.42 wt% while Y₂O₃ ranges from 2.95 to 3.77 wt%.

Uranothorite

Uranothorite is euhedral to subhedral grains up to 20 µm size and others are very fine grained. It occurs in the form of individual small crystals while other grains adjacent to the periphery of zircon crystals. It is poikilitically enclosed in biotite and/or albite crystals. It is reported in two-mica granite of the investigated area (Fig. 3.4 and Fig. 3.5). Chemical composition uranothorite of two-mica granite is shown in (Table 3.5).

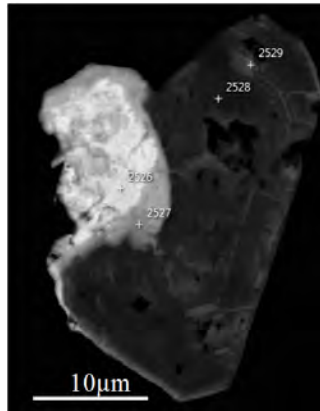


Fig. 3.4. Back scattered images of uranothorite and zircon in two-mica granite El Sela area.

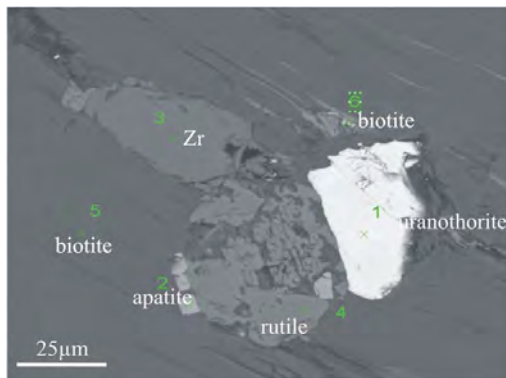


Fig. 3.5. Back scattered image of uranothorite and other accessory minerals in two-mica granite of El Sela area.

Table 3.5. Chemical composition uranothorite of two-mica granite, El Sela area , wt.%.

Oxides	Uranothorite						
	2526	1	2309	2311	2312	2720	2725
ThO ₂	61.5	61.2	59.9	63.5	62.6	63.5	62.6
SiO ₂	17.2	14.4	14.1	14.0	14.2	18.6	18.6
UO ₂	8.29	9.03	8.33	9.63	7.96	10.4	9.49
CaO	0.71	-	1.37	-	1.23	-	-
PbO	2.08	0.78	0.4	-	-	3.49	2.81
ZrO ₂	2.20	1.45	1.25	2.12	1.76	1.65	1.85
Total	91.9	86.9	85.4	89.3	87.8	97.6	95.3
Chemical formula based on 4 oxygen atoms (apfu)							
Th	0.80	0.89	0.88	0.91	0.90	0.79	0.79
Si	0.99	0.93	0.91	0.89	0.90	1.01	1.03
U	0.11	0.13	0.12	0.14	0.11	0.13	0.12
Ca	0.04	-	0.09	-	0.08	-	-
Pb	0.03	0.01	0.01	-	-	0.05	0.04
Zr	0.06	0.05	0.04	0.07	0.05	0.04	0.05
Sum	2.04	2.01	2.05	2.00	2.04	2.03	2.02

Note: - under detection limits.

Chemical analysis of uranothorite reveals ThO₂ ranges from 59.97 to 63.54 wt% ; UO₂ from 7.96 to 10.43 wt%. In addition to appreciable amounts of silica ranges from 14.01 to 18.59 wt% SiO₂. CaO and PbO were reported in small amounts in uranothorite. The average of chemical formula of uranothorite is (Th_{0.85} U_{0.12} Ca_{0.07} Zr_{0.05} Pb_{0.03})(Si_{0.95} O₄).

The average contents of thorite chemical composition of two-mica granite of the studied area have been compared with that of different areas of Egypt and in Russia as shown in (Table 3.6).

Table 3.6. Comparison between thorite chemical composition in two-mica granite of the present work and others in Egypt and Russia.

Oxides	Present work (n=77)	El Ghadir, Egypt (n=1) Raslan and El Feky, 2012	Rei El Garrah area, Egypt (n=1) El Mezayen et al., 2017	Tynyar area, Russia (n=3) Erokhin et al., 2013
ThO ₂	69.5	51.2	68	64.6
SiO ₂	14	28.6	9.1	18.4
UO ₂	3	7.6	10.7	12.4
Y ₂ O ₃	2.7	5	2.7	1.9
Ce ₂ O ₃	0.4	5.6	-	0.16
Nd ₂ O ₃	0.2	-	-	0.07
Sm ₂ O ₃	0.3	-	-	-
Gd ₂ O ₃	0.2	-	-	-
Dy ₂ O ₃	0.3	-	-	-
Yb ₂ O ₃	-	-	0.4	-
P ₂ O ₅	3.9	-	-	0.5
CaO	2	-	2.2	1.6
Fe ₂ O ₃	2.4	3.1	3.7	-
PbO	1.2	-	-	-
Al ₂ O ₃	0.4	-	-	-
ZrO ₂	1	-	-	-
Total	100	101	100	99.6

ThO₂, P₂O₅ are the highest in thorite of the studied area, Y₂O₃ is the highest in El Ghadir area and have the same value in Rei El Garrah area and the studied area. Sm₂O₃, Gd₂O₃, Dy₂O₃, PbO, Al₂O₃, ZrO₂ are only recorded in thorite. Yb₂O₃ only occurs in thorite of Rei El Garrah area.

Coffinite

Coffinite is recorded in microgranite, dolerite and bostonite and jasper for the first time. The coffinite occurs as distinctly heterogeneous aggregates or rims around chlorite flakes and pyrite grains. SEM-EDS analyses show coffinite chemical composition shows the average UO₂ contents are nearly similar. They are (71.4, 70.1, 72.7 and 71.6 wt%) in microgranite, dolerite, bostonite and jasper, respectively. The composition of SiO₂ varies from (22.1, 20.2, 18.2 wt%) in microgranite, dolerite and bostonite, respectively. The highest SiO₂ content is recorded in jasper (26.8 wt%). Other impurities are recorded as Y₂O₃, P₂O₅, Al₂O₃ and CaO (Table 3.7). In

bostonite, coffinite has lowest SiO_2 content but highest CaO , P_2O_5 and Y_2O_3 compared with other rock contents.

Table 3.7. Chemical composition of coffinite of intrusive rocks, El Sela area, wt.%.

Mineral	Coffinite							
	Microgranite		Dolerite		Bostonite		Jasper	
Oxides	1673	1683	1242	1796	1267	1269	1235	1277
UO_2	71.6	71.2	70.0	70.2	72.8	72.7	72.4	70.8
SiO_2	21.9	22.3	20.3	20.20	18.2	18.2	26.3	27.4
Al_2O_3	1.10	0.40	2.40	2.35	1.30	1.25	-	-
CaO	0.50	0.50	0.60	0.62	0.90	1.00	0.40	0.40
P_2O_5	1.40	-	3.60	3.45	2.50	2.60	0.90	0.70
Fe_2O_3	-	2.10	-	-	-	-	-	0.70
Y_2O_3	3.35	3.45	3.00	2.92	4.50	4.35	-	-
Total	99.9	100	99.9	99.7	100	100	100	100
Structure formula of coffinite is based on 4 oxygen atoms (apfu).								
U	0.76	0.77	0.72	0.73	0.80	0.80	0.74	0.71
Si	1.05	1.08	0.94	0.94	0.90	0.90	1.21	1.23
Al	0.06	0.02	0.13	0.13	0.08	0.07	-	-
Ca	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.02	0.02
P	0.06	-	0.14	0.14	0.10	0.11	0.03	0.03
Fe	-	0.11	-	-	-	-	-	0.04
Y	0.09	0.09	0.07	0.07	0.12	0.11	-	-
Sum	2.04	2.10	2.03	2.03	2.05	2.05	2.00	2.02

Notes- under detection limit.

Uraninite

Uraninite is an abundant mineral and it forms euhedral crystals and aggregates, fibrous and platy crystals of uraninite in altered dolerite typically up to 20 μm in size (Fig. 3.6). The chemical composition of fibrous and platy crystals are shown in (Table 3.8). Primary uranium minerals such as uraninite may be a good source for uranium enrichment and formation of secondary U-deposits. These primary minerals contain uranium in the form of U^{+4} which is immobile and stable under the reducing environment.

Under oxidizing conditions, it will be converted to U^{+6} which is stable in the oxidizing medium and easily mobile with fluids. Uraninite is often altered to supergene minerals, especially autunite to meta-autunite. The chemical composition of uraninite is shown in (Table 3.9). It shows that UO_2 ranges from 75.3 to 80.8 wt%. ThO_2 is not detected while the CaO and P_2O_5 are high, indicating the substitution of PbO in the uraninite by CaO and P_2O_5 during the

hydrothermal solution affecting dolerite along NNW-SSE shear zone and/or lead may be migrate from internal structure of U-minerals outside to form galena as referenced by Mann and Deutscher (1980).

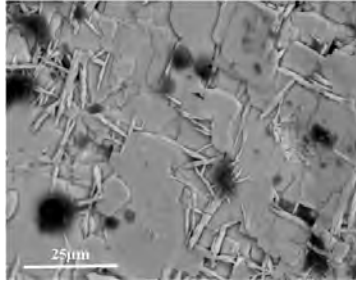


Fig. 3.6. Back scattered images showing platy crystals of uraninite in dolerite El Sela area.

Table 3.8. Chemical composition of platy and fibrous crystal forms of uraninite

Oxides	2061 platy crystal	2062 fibrous crystals
UO ₂	86.2	81.3
SiO ₂	3.3	4
Al ₂ O ₃	0.9	1.5
CaO	2	3.9
P ₂ O ₅	2.9	1.7
Fe ₂ O ₃	-	0.5
SrO	-	1.8
Sum	95.3	94.6
Chemical formula based on 2 oxygen atoms (apfu)		
U	0.70	0.64
Si	0.12	0.14
Al	0.04	0.06
Ca	0.08	0.15
P	0.09	0.05
Fe	-	0.01
Sr	-	0.04
Sum	1.03	1.10

As can be noticed from (Table 3.8) UO₂ and P₂O₅ in the platy crystals of uraninite are higher than that of fibrous form. SiO₂, CaO, Al₂O₃ are higher in the fibrous form of uraninite crystals.

Pitchblende as occurs usually as small colloform and fine grained in jasper. The chemical composition of pitchblende is shown in (Table 3.9.) UO_2 contents range from 79.5 to 82.9 wt.%, SiO_2 5.6 to 11.1 wt%. The appreciable content includes, CaO (up to 1.10 wt%), Y_2O_3 (0.90 wt%), PbO (up to 2.7 wt%), P_2O_5 (up to 1.3 wt%). Fe_2O_3 is reported in some samples ranges from 0.70 to 0.90 wt%. Trace elements may be represented in pitchblende as amorphous mixtures of Ca^{2+} and Pb^{2+} having similar ionic size of U^{4+} . Pitchblende aggregates were replaced by coffinite due to degree coffinitization, as reported by higher SiO_2 contents up to 34.2 wt % in coffinite.

Table 3.9. Chemical composition of uraninite and pitchblende in dolerite and jasper, El Sela area, wt.%

Oxides	Uraninite						Pitchblende					
	Dolerite						Jasper					
Oxides	2700	2701	2812	2813	2820	2825	5607	5613	5652	2660	2703	2710
UO_2	80.8	75.3	78.0	78.3	79.3	78.9	82.9	81.5	79.5	82.3	81.6	79.8
SiO_2	2.20	2.00	2.10	1.50	2.30	3.00	5.60	8.90	6.40	10.5	9.20	11.1
Al_2O_3	1.40	0.80	1.00	0.5	0.90	1.50	0.50	-	-	-	-	0.60
CaO	2.30	1.30	2.00	2.5	2.00	3.50	0.90	0.80	0.80	0.60	0.70	1.10
P_2O_5	2.50	5.50	4.00	4.10	4.30	1.70	0.40	0.80	0.50	0.60	-	1.30
Fe_2O_3	2.30	0.40	-	-	-	0.50	-	0.90	0.70	0.90	-	-
Y_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.90
PbO	2.15	2.55	2.30	2.20	1.30	1.60	2.70	-	-	-	-	2.10
Total	93.7	87.9	89.4	89.1	90.1	90.7	93.0	92.9	87.9	94.9	91.5	96.9
Chemical formula based on 2 oxygen atoms (apfu)												
U	0.67	0.63	0.67	0.69	0.66	0.67	0.72	0.63	0.7	0.6	0.65	0.55
Si	0.08	0.08	0.08	0.06	0.09	0.12	0.22	0.31	0.25	0.35	0.33	0.35
Al	0.06	0.04	0.05	0.02	0.04	0.07	0.02	-	-	-	-	0.02
Pb	-	0.1	0.1	0.1	-	-	0.06	-	-	-	-	0.04
Sum	1.9	1	1.1	1.1	1	1.1	1.06	1.01	1.02	1.01	1.01	1.06

- Under detection limits.

SiO_2 and UO_2 contents in pitchblende are higher than those of uraninite whereas uraninite has higher values of impurities of Al_2O_3 , CaO, P_2O_5 , Fe_2O_3 compared with pitchblende.

The average composition of pitchblend has been compared with that of El Missikat area in Egypt as shown in (Table 3.10).

Table 3.10. Comparison between chemical composition of jasper of the studied area and that of El Missikat, Egypt wt.%.

Oxides	Studied area (n=20)	El Missikat area, Egypt, n=3 El Kammar, 1997.
UO ₂	81.2	81.1
SiO ₂	8.62	5.2
Al ₂ O ₃	0.55	0
CaO	0.82	2
P ₂ O ₅	0.72	0
Fe ₂ O ₃	0.83	3.4
Y ₂ O ₃	0.9	0
PbO	2.4	1.5
La ₂ O ₃	0.04	-
Ce ₂ O ₃	0.05	-

Note:- under detection limits

SiO₂ and PbO in the pitchblende of the studied area is higher than that of El Missikat jasper but lower contents of CaO and Fe₂O₃. Impurities of P₂O₅ and Y₂O₃ occurs only in pitchblend of jasper of the studied area

Janeczek and Ewing (1992) mentioned that uraninite and pitchblende under reducing conditions may be altered to coffinite by the processes coffinitization with radiogenic Pb loss and HREEs with Y. The poly-metallic mineralization as pyrite, chalcopyrite, arsenopyrite, galena, sphalerite, gold, silver, native nickel and iron occur as cavity and micro-fracture fillings control the reduced conditions that are suitable for the deposition of uraninite and coffinite minerals along shear zones.

Thus, in our area we have investigated thorite, uranothorite, auelite, brockite and uraninite primary minerals. These minerals may be the source of secondary uranium minerals.

3.1.2 Secondary uranium minerals

This type of U-mineralization is controlled by ENE-WSW and NNW-SSE shear zones in which the effect of rock interaction fluids were extensively high and acidic and/or alkaline solution are affected U-deposits in the study area. Shear zones played most important roles in secondary U-mineralization (autunite, uranophane and kasolite) to precipitate within the altered microgranite, dolerite and jasper dissected El Sela two-mica granite.

Autunite

Autunite presented in microgranite and dolerite and jasper having ENE-WSW and NNW-SSE trends. It occurs mainly as disseminated grains filling cavities, vugs, fractures and joints.

The dominant crystal forms are platy and acicular crystals and fan-shaped forms (Fig. 3.7). The chemical composition of autunite is shown in (Table 3.11).

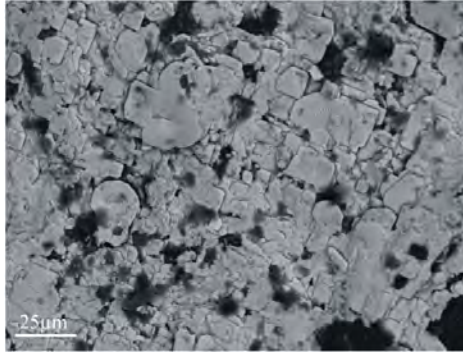


Fig. 3.7. Back scattered images showing platy crystals of autunite in dolerite of El Sela area.

Table 3.11. Chemical composition of autunite in microgranite, dolerite and jasper, El Sela area, wt.%.

Rocks	Microgranite			Dolerite			Jasper		
Oxides	Spot numbers								
	5574	5577	5589	2060	2033	2040	22	64	70
UO ₃	66.3	65	66.7	68.5	67.3	68.2	66.5	65.7	66.2
SiO ₂	3.2	2.3	2.9	3.1	3.2	3.8	4.3	4.4	5.21
CaO	5.5	4.3	4.7	5.4	5.9	6.8	7.5	8.3	7.78
P ₂ O ₅	16.4	16.6	16.9	17.5	18.7	18.8	15.4	17.3	16.2
Na ₂ O	0.15	0.16	0.25	0.27	0.3	0.17	-	-	-
K ₂ O	3.2	4	2.1	1.8	3	2.1	-	-	-
Total	94.7	92.3	93.5	96.5	98.4	99.9	93.7	95.7	95.4
Chemical formula based on 12 oxygen atoms (apfu)									
U	1.84	1.86	1.86	1.84	1.75	1.73	1.84	1.73	1.76
Si	0.42	0.31	0.39	0.4	0.4	0.46	0.57	0.55	0.66
Ca	0.78	0.63	0.67	0.74	0.78	0.88	1.06	1.11	1.05
P	1.83	1.92	1.9	1.9	1.96	1.93	1.72	1.84	1.74
Na	0.04	0.04	0.06	0.07	0.07	0.04	-	-	-
K	0.54	0.7	0.36	0.29	0.47	0.32	-	-	-
Sum	5.45	5.46	5.24	5.25	5.44	5.37	5.2	5.2	5.2

Investigations show, that autunite in microgranite composed of UO_3 ranges from 65.0 to 66.7 wt% ; P_2O_5 from 16.4 to 16.9 wt%; SiO_2 from 2.3 to 3.2 wt% and CaO from 4.30 to 5.50 wt%.

Autunite from dolerite shows that UO_3 ranges from 67.3 to 68.4 wt%; P_2O_5 from 17.5 to 18.8 wt%; CaO from 5.4 to 6.8 wt%; and SiO_2 from 3.1 to 3.8 wt%. K_2O and Na_2O were also reported as impurities. The chemical analyses of autunite recorded in jasper characterized by higher values of SiO_2 and CaO than those reported in microgranite and dolerite. Na_2O and K_2O are not represented in autunite of jasper. UO_3 are nearly similar in microgranite, dolerite and jasper.

Uranophane is characterized by its lemon yellow shades to yellow colors in uraniferous jasper especially in the two perpendicular shear zones trending ENE-WSW and NNW-SSE. It occurs either as disseminated clusters or as micro-fracture infilling and coating joints surface.

The chemical composition of uranophane is shown in (Table 3.12). Uranophane composed of UO_3 that ranges from 72.7 to 73.7 wt% (mean 73.2 wt%), SiO_2 from 15.1 to 18.8 wt% (mean 16.9 wt%) and the consistent detection of CaO from 6.16 to 7.62 wt% (mean 6.67 wt%) whereas P_2O_5 recorded as low values. Al_2O_3 and Na_2O were reported as impurities of small amounts.

Abdel-Meguid et al., (2003) mentioned that the restriction of the uranophane in microgranite and dolerite along the shear zones and its association with hydrothermal alteration features may suggest direct formation from primary source. The absence of distinct crystal faces of studied uranophane indicates that it was not deposited from the circulating groundwater (Osmond et al., 1999).

The second type is recorded only in jasper and could be different from the first one Fe-rich uranophane. UO_3 ranges from 29.4 to 51.4 wt%, Fe_2O_3 ranges from 19.2 to 40.0 wt%, SiO_2 ranges from 8.6 to 11.6 wt%, P_2O_5 ranges from 1.2 to 5.3 wt% and CaO from 2.3 to 4.1 wt%.

Table 3.12. Chemical composition of uranophane and Fe-rich uranophane in jasper, El Sela are, wt.%.

Oxides	Uranophane			Fe-rich uranophane		
	Spot number					
	5631	5651	5654	5601	5603	5598
UO ₃	72.7	73.5	73.7	45	51.4	29.4
SiO ₂	15.1	18.8	17.1	11.6	11.2	8.6
Al ₂ O ₃	-	-	0.74	0.5	0.9	1.8
CaO	6.16	7.62	6.23	3.6	4.1	2.3
P ₂ O ₅	0.89	0.57	-	5.3	5.3	1.2
Na ₂ O	-	0.15	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	23.1	19.2	40
Total	94.8	101	97.8	89.1	92.1	83.3
Chemical formula based on 6 oxygen atoms (apfu)						
U	1.27	1.16	1.22	0.71	0.81	0.49
Si	1.25	1.41	1.35	0.87	0.84	0.68
Al	-	-	0.07	0.04	0.08	0.17
Ca	0.55	0.61	0.53	0.29	0.33	0.19
P	0.06	0.04	-	0.34	0.34	0.08
Na	-	0.02	-	0	0	0
Fe	-	-	-	1.11	0.93	2.03
Sum	3.12	3.23	3.17	3.36	3.31	3.63

The cavities or voids left after sulfide dissolution are filled with secondary visible autunite and uranophane.

Kasolite

Kasolite reported as a main uranyl mineral only recorded in the mineralized microgranite. It is usually forming clusters of yellow acicular crystals that filling micro-fractures and voids. The crystal size are very small and range in size from 2 μm up to 25 μm . Sometimes crystals are massive and others are zoned. The chemical composition of kasolite in microgranite is shown in (Table 3.13) and (Table 3.14).

Table 3.13. Chemical composition of kasolite in microgranite, El Sela area, wt.%.

Oxides	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core
	2224	2221	2225	2222	2226	2220
UO ₃	43.5	45.9	42.5	41.7	41	42.1
SiO ₂	16	8.3	9.52	8.1	15.6	10.1
Al ₂ O ₃	1.85	1.3	2.42	1.38	1.95	1.1
P ₂ O ₅	1.42	2.41	1.19	2.6	1.28	2.7
PbO	33.4	39.4	38.5	39.7	32.8	38.9
Na ₂ O	0.15	0.13	0.17	0.12	-	0.2
K ₂ O	-	0.34	1.23	0.44	1.14	0.9
Fe ₂ O ₃	2.93	1.27	4.62	3.42	5.76	1.3
Total	99.3	99.1	100	97.5	99.5	97.3
Chemical formula of coffinite is based on 4 oxygen atoms (apfu)						
U	0.7	0.89	0.77	0.8	0.65	0.7
Si	1.23	0.76	0.83	0.74	1.18	0.9
Al	0.17	0.14	0.25	0.15	0.17	0.1
P	0.09	0.19	0.09	0.2	0.08	0.2
Pb	0.69	0.97	0.9	0.98	0.67	0.9
Na	0.02	0.02	0.03	0.02	-	0.04
K	-	0.04	0.14	0.05	0.11	0.1
Fe	0.17	0.09	0.3	0.24	0.33	0.09
Sum	3.07	3.1	3.3	3.19	3.2	3.03

Note:- under detection limits

Table 3.14. Chemical composition fine grained kasolite in microgranite, wt %.

Oxides	Spot numbers		
	2216	2227	2333
UO ₃	40.2	42.2	44.8
SiO ₂	9.47	15.6	15.6
Al ₂ O ₃	3.42	2.14	-
P ₂ O ₅	0.87	1.24	-
PbO	35.8	32.1	35.3
Na ₂ O	0.18	0.18	0.17
K ₂ O	1.27	1.22	1.2
Fe ₂ O ₃	3.1	4.69	-
Total	94.4	99.4	97.1
Chemical formula of coffinite is based on 4 oxygen atoms (apfu)			
U	0.76	0.67	0.81
Si	0.86	1.18	1.34
Al	0.36	0.19	-
P	0.07	0.08	-
Pb	0.87	0.66	0.82
Na	0.03	0.03	0.03
K	0.15	0.12	0.13
Fe	0.21	0.27	-
Sum	3.32	3.2	3.12

The chemical composition of kasolite shows that UO_3 ranges from 40.2 to 45.9 wt%; PbO from 32.80 to 39.4 wt%; SiO_2 from 8.10 to 16.00 wt%. Small amounts of P_2O_5 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , K_2O and Na_2O were reported as impurities. UO_3 , PbO and P_2O_5 are higher in the centers than in peripheries.

3.2. Accessory minerals

Zircon

Zircon is one of widely distributed and important accessory mineral. It is one of important petrogenic indicator, It goes through all types of the studied intrusive rocks. It can be good source of information about acidity and alkalinity of rocks. It is also can be used in geothermometer or geochronometer.

Morphologically, zircon in two-mica granite is euhedral coarse grained with zonation (Fig. 3.8. a, b and d) and the other type is fine grained (is attributed to sudden cooling) massive without zonation whereas, zircon in post-granitic dikes exhibits irregular forms with no zonation. The irregular forms of some zircon grains might be attributed to their growth concomitant with corrosion and interaction with the residual melts. The euhedral zircon forms indicate crystallization under favorable and stable conditions. The great similarities in both morphology and internal structures of most zircon grains indicate crystallization from the same magma. Some studies (Pupin, 1980; Vavra, 1990; Alekseev et al., 2014; Skublov, 2016 Skublov and Li, 2016) are related the crystal shape of zircon to the chemical composition of the magma from which it crystallized.

The studied zircons have some inclusions which are mainly thorite occur as white spots, zircon, opaques and dust (Fig. 3.8. b). These inclusions are haphazardly oriented. Some zircon crystals are free of inclusions. Cracks observed in some zircon grains may have resulted from the action of external forces during or after metamorphism, breakage during thin section preparation, presence of many inclusions. However, the cracks in the outer rim (Fig. 3.8.c) may have been produced by the difference in the chemical composition between core and rim, particularly U, Th, Y and Hf contents. Alteration starts along cracks affect specific narrow crystallographic zones. If the net of cracks becomes denser, more alteration occurs. In extreme cases alteration also affects previously unaltered zones changing finally the entire crystal with some remaining unaltered islands.

The Back Scattered image (BSE) of zircon of two-mica granite show a distinctive oscillatory zonation for some investigated crystals (Fig. 3.8.a). Oscillatory zoning is a common

feature in zircons from acid igneous rocks and is believed to have formed during long periods of crystallization. This feature supports the hypothesis that the majority of zircons from two-mica granite crystallized in the deep-seated magma chambers, and is further supported by the presence of two zircon nuclei centers present in one grain (Fig. 3.8.d). The zircon nuclei display magmatic oscillatory zonation, and have rounded forms indicating a complex crystallization/resorption process had taken place over a long period of time. It seems likely that such a complex crystal growth history could only be achieved from the zircon residing for long periods of time in different magma batches. The oscillatory zoning of zircons is locally overprinted, probably by changes in fluid composition and perhaps by loss of U, Th, Pb, that accompanied this process (Pidgeon 1992).

Zircon conforms to the general formula ABO_4 , where the position A represents the relatively large zirconium ion in eight-fold coordination with O, and position B represents the silicon ion in tetrahedral coordination with O. In position A, Zr can be replaced by tetravalent ($M^{4+} = \text{Hf, Th, U}$), trivalent ($M^{3+} = \text{REE, Y, Fe}$), and divalent cations ($M^{2+} = \text{Ca, Fe, Mg, Mn}$). As summarized by Hoskin and Schaltegger (2003), there are multiple mechanisms of substitution, including simple isovalent replacement of Zr by other tetravalent cations, and coupled substitutions where divalent and trivalent cations may be incorporated.

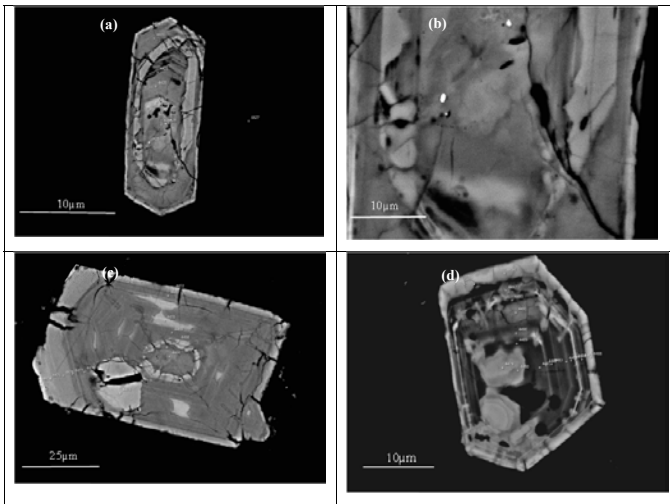


Fig. 3.8. Backscattered electron photomicrographs of zircon crystals of two mica granite, El Sela, Egypt. (a) Oscillatory zoning, and (b) inclusions of thorite (white points), (c) concentric zoning is very weak and cracks in outer rim of zircon crystal, (d) zoned zircon with two cores.

Suitable crystals are separated for the zircon typological classification after Pupin (1980). The zircon crystals demonstrate preferential development of {101} pyramid and notably the occurrence of the {211} pyramid with the dominance of the {100} prism. The flat -{101} pyramid of the S and P-types are commonly larger than the steep -{211} pyramid. Pupin (1980) suggested that zircon originating in a hyperalkaline or hypoaluminous medium have well developed {101} pyramid. Most typically, the two-mica granite of El Sela area shows minor typological distribution forming mainly two distinct morphological types (Fig. 3.9). It is represented by crystals up to 125 μm and corresponds to P2 (70 %) and S10 (30 %). Mainly, they are located along the central right hand-side part of the typology diagram with high A-index and moderate T-index. The P-type is the major type with relative frequency of 70 %. Pupin (1980) suggested that the S and P types show a distinct spreading propensity in potassium-rich alkaline medium. This zircon population is nearly similar to population of I-type alkaline series granite (Pupin 1980).

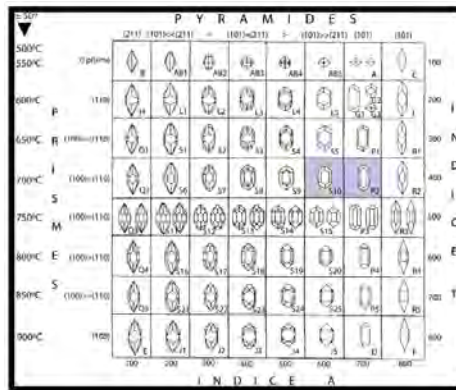


Fig. 3.9. Zircon typological classification proposed by Pupin (1980). Index A reflects the Al/alkali ratio, controlling the development of pyramids in the crystals. Index T reflects the effects of temperature on the development of prisms, zircon of two-mica granite of El Sela area, Eastern Desert, Egypt.

The chemical composition of zircon of intrusive rocks is represented in (Table 3.15), (Table 3.16) and (Table 3.17).

Table 3.15. Chemical composition of zoned zircon of two-mica granite, El Sela area, wt.%.

Spot	core				→ rim			
	4428	4429	4430	4437	4438	4435	4440	4441
SiO ₂	33.3	31.42	31.83	31.17	31.1	27.7	30.9	30.0
ZrO ₂	65.0	62.5	62.5	62.9	62.8	57.4	61.9	58.2
HfO ₂	2.1	2.15	2.35	1.85	1.91	3.48	2.06	2.9
UO ₂	-	1.6	1.51	0.88	1.01	4.49	1.99	2.72
ThO ₂	-	-	-	-	-	0.65	-	-
Y ₂ O ₃	-	-	-	-	-	1.21	-	-
Fe ₂ O ₃	-	1.27	1.49	-	1.34	2.07	1.89	3.27
CaO	-	0.43	-	1.27	0.88	2.49	0.76	1.78
MnO ₂	-	0.59	0.6	1	1.01	0.52	0.73	0.87
Total	100	99.9	100	99.2	100	100	100	99.8
Chemical formula of zircon based on 4 oxygen atoms (apfu).								
Si	1.02	0.98	0.99	0.97	0.97	0.91	0.96	0.95
Zr	0.97	0.95	0.94	0.96	0.95	0.92	0.94	0.9
Hf	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03
U	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02
Th	-	-	-	-	-	0	-	-
Y	-	-	-	-	-	0.02	-	-
Fe	-	0.03	0.03	-	0.03	0.05	0.04	0.08
Ca	-	0.01	0	0.04	0.03	0.09	0.03	0.06
Mn	-	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Sum	2	2.01	2.01	2.02	2.02	2.06	2.02	2.05

The major oxides in the core of zircon of two-mica granite are ZrO₂ (62.5 to 65.01 wt%), SiO₂ (31.1 to 32.4 wt%), HfO₂ (1.8 to 2.1 wt%), and UO₂ (0.8 to 1.6 wt%). In the rim of zircon, contents of major oxides are mainly ZrO₂ (50.4 to 57.1 wt. %), SiO₂ (30 to 31 wt. %), HfO₂ (2.8 to 4.5 wt. %), UO₂ (2.9 to 4.4 wt. %), in (Table 3.15). ZrO₂ have higher values in the core whereas UO₂, ThO₂ and HfO₂ increase at the peripheries of crystals. Y₂O₃ may occur only at the crystal rim. Analyses of zircon showed that P₂O₅ was absent so, no xenotime overgrowths was observed.

Table 3.16. The chemical composition of zircon of two-mica granite, El Sela area, wt%.

Oxides	Two-mica granite						
	1761	1773	1870	1880	1889	556	Average
SiO ₂	32.3	30.8	29	31	30.1	29.9	30.5
ZrO ₂	61.8	61.7	59.8	59.4	60	60.5	60.5
HfO ₂	1.86	1.53	1.69	2.19	2	2.21	1.91
CaO	1.39	2.18	3.89	1.12	1.96	1.61	2.02
Fe ₂ O ₃	0.67	0.94	1.49	0.89	2	2.13	1.35
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0.09	0.94	1.27	1.13	0.72	0.64	0.8
Y ₂ O ₃	-	0.48	1.57	-	-	-	0.34
Sc ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
ThO ₂	0.39	0.57	-	2.99	1.72	1.09	1.13
UO ₂	1.46	0.81	1.26	1.29	1.49	1.99	1.38
Sum	99.9	99.9	99.9	100	99.9	100	99.9
Chemical formula based on 4 oxygen atoms, atom per formula (apfu)							
Si	1	0.96	0.91	0.97	0.95	0.94	0.96
Zr	0.93	0.93	0.92	0.91	0.92	0.93	0.92
Hf	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ca	0.05	0.07	0.13	0.04	0.07	0.05	0.07
Fe	0.02	0.02	0.04	0.02	0.05	0.05	0.03
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	-	0.03	0.05	0.04	0.03	0.02	0.03
Y	-	0.01	0.03	-	-	-	0.01
Sc	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	0.02	0.01	0.01	0.01
U	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
sum	2.03	2.05	2.09	2.03	2.05	2.05	2.05

Notes: - under detection limits.

Table 3.17. The chemical composition of zircon of microgranite, dolerite, bostonite El Sela area, wt.%.

Rocks Spot number	Microgranite				Dolerite				Bostonite			
	406	1667	2100	Average	1566	1789	1799	Average	1250	1253	1620	Average
SiO ₂	34.9	31.6	31.2	32.6	30.2	30.1	30.9	30.4	31.4	30.8	31.6	31.3
ZrO ₂	62.2	63.5	64.2	63.3	59.2	59.4	60.2	59.6	60.3	61.3	60.9	60.8
HfO ₂	-	-	1.14	0.38	-	-	-	-	0.8	1.5	1.76	1.35
CaO	0.1	0.77	0.9	0.59	0.63	0.43	0.39	0.49	1.76	0.77	0.3	0.94
Fe ₂ O ₃	0.5	0.6	0.67	0.59	3.26	1.52	1.84	2.21	1.23	1.4	0.9	1.18
TiO ₂	-	1.82	-	0.61	-	-	3.07	1.02	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	1.23	0.87	1.25	1.11	2.02	3.5	1.7	2.41	2.44	1.8	1.1	1.78
Y ₂ O ₃	-	-	-	-	2.57	2.49	1.14	2.07	1	1.19	2.96	1.72
Sc ₂ O ₃	0.95	0.1	0.2	0.42	0.67	0.67	0.31	0.55	1.18	1.23	0.4	0.94
ThO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
UO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chemical formula based on 4 oxygen atoms, atom per formula (apfu)												
Si	1.1	1	0.98	1.02	0.95	0.95	0.97	0.96	0.95	0.95	0.97	0.96
Zr	0.95	0.97	0.98	0.97	0.91	0.91	0.92	0.91	0.89	0.92	0.92	0.91
Hf	-	-	0.01	0	-	-	-	-	0.01	0.01	0.02	0.01
Ca	0	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.06	0.03	0.01	0.03
Fe	0.01	0.01	0.02	0.01	0.08	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.02	0.03
Ti	-	0.04	-	0.01	-	-	0.07	0.02	-	-	-	-
Al	0.05	0.03	0.05	0.04	0.07	0.13	0.06	0.09	0.09	0.07	0.04	0.06
Y	-	-	-	-	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03
Sc	0.03	0	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
sum	2.14	2.09	2.07	2.1	2.09	2.1	2.11	2.1	2.07	2.05	2.03	2.05

- Under detection limits

In two-mica granite zircon has the highest HfO₂, UO₂, ThO₂ and CaO contents, but the lowest value of Sc₂O₃. No detected HfO₂ or Y₂O₃ in zircon of dolerite dikes or microgranite respectively. TiO₂ in zircon of two-mica granite and bostonite is under detection limits.

Hf - (U+Th) - (Y+REE) ternary diagram of zircon compositions of different intrusive rocks has been established (Fig. 3.10).

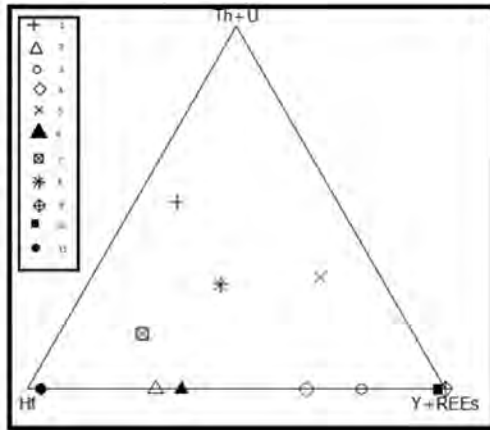


Fig. 3.10. Hf – (U+Th) – (Y+REE) ternary diagram of zircon compositions in intrusive rocks, 1- Two-mica granite El Sela (present work, 11 samples), 2- Microgranite El Sela (present work, 6 samples), 3- Dolerite El Sela (present work, 2 samples), 4- Bostonite El Sela (present work, 2 samples), 5- Syenogranite Nikeiba, Egypt (unpublished data, 4 samples), 6- Granite with black quartz first phase, Salminski massive, Russia, Rub et al., 1994 (4 samples), 7- Average El Sela two-mica granite, Ali and Lentz 2011 (8 samples), 8- Average of two-mica granite, Ghadir, Egypt, Ali and Lentz 2011 (5 samples), 9- Rare metal granites, Primoria, Russia, Rub et al. 1994 (12 samples), 10- Precambrian granites, South Priladaja, Russia, Larin 2011(12 samples), 11- Rapakivi granites first phase, Salminski massive, Russia, Rub et al., 1994 (8 samples).

Zircon of two-mica granite of the present work, previous work of zircon of two-mica granite of the same area, Egypt (Ali and Lentz, 2011), zircon of two-mica granite of El Ghadir area, Egypt (Ali and Lentz, 2011) and zircon of syenogranite of El Nikeiba area, Egypt are located in nearby area in the center, where as zircon of rapakivi granites first phase Salminski massive, Russia (Rub et al., 1994), zircon of granite with black quartz first phase Salminski massive (Rub et al., 1994), Russia, zircon of rare metal granites Primoria, Russia (Rub et al., 1994), zircon of Precambrian granites south Priladaja, Russia (Larin, 2011), zircon of microgranite, dolerite and bostonite dikes of the present work are located in the Hf, Y and REEs axis with no uranium and thorium contents in (Fig.3.11). No recorded REEs in the intrusive rocks at El Sela area.

Monazite

Most of the monazite grains are subhedral to anhedral equant to round or elongated. (Fig. 3.11). The pits and grooves are common features on the surface of rounded monazite grains. The chemical composition of monazite of intrusive rocks is shown in (Table 3.18).

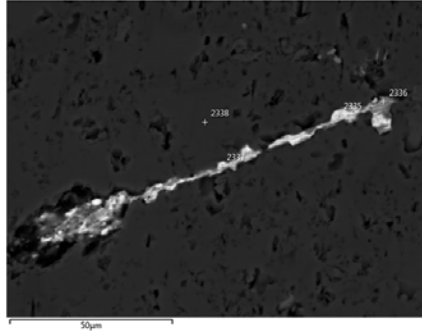


Fig. 3.11. Backscattered electron image of monazite of two mica granite, El Sela.

Table 3.18. The chemical composition of monazite of intrusive rocks El Sela area, wt%.

	Two-mica granite			Microgranite			Dolerite			bostonite		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Al ₂ O ₃	-	-	-	0.28	1.8	2	-	-	-	1.23	1.3	1
SiO ₂	1.85	4.58	5.43	1.16	3.91	2.22	4.35	1.1	2.16	0.8	0.8	0.6
P ₂ O ₅	34.3	29.8	30.1	29.1	26.1	29.3	24.5	25.1	25	24.2	23.1	22.3
Fe ₂ O ₃	1.93	-	1.69	-	2.1	1.34	1	0.9	-	1.95	1.2	2.1
La ₂ O ₃	25.4	14.2	17.4	24.5	22.3	24.3	23.3	22.2	25.1	19.2	26.2	20.1
Ce ₂ O ₃	22.6	29.6	20.2	22.9	28.1	21.9	31.3	33.7	30.3	31.6	31.4	33.5
Pr ₂ O ₃	-	3.51	3.35	2.5	-	-	3.59	3.34	3.46	0.2	2.2	3.5
Nd ₂ O ₃	4.33	15.3	17.4	19.3	15.8	18.3	12.3	11.6	12.4	15.3	7.4	10.1
ThO ₂	6.94	2.1	1.5	-	-	-	-	1.2	1.8	5.3	6.2	6.7
UO ₂	3.1	0.5	2.77	-	-	-	-	-	-	-	-	-
RE ₂ O ₃	52.3	62.6	58.4	69.2	66.2	64.5	70.5	70.8	71.3	66.3	67.2	67.2
Total	100	99.6	99.8	99.7	100	99.4	100	99.1	100	99.8	99.8	99.9
Al	-	-	-	0.05	0.32	0.35	-	-	-	0.24	0.26	0.2
Si	0.26	0.68	0.78	0.18	0.59	0.33	0.69	0.18	0.35	0.13	0.14	0.1
P	4.13	3.72	3.68	3.83	3.35	3.7	3.28	3.52	3.46	3.39	3.3	3.23
Fe	0.21	-	0.18	-	0.24	0.15	0.12	0.11	-	0.24	0.15	0.27
La	1.33	0.77	0.93	1.4	1.25	1.34	1.36	1.35	1.51	1.17	1.63	1.27
Ce	1.23	1.67	1.12	1.37	1.63	1.25	1.9	2.14	1.9	2.01	2.03	2.2
Pr	-	0.2	0.18	0.15	-	-	0.22	0.21	0.22	0.01	0.14	0.23
Nd	0.22	0.81	0.9	1.07	0.86	0.97	0.69	0.69	0.72	0.9	0.45	0.62
Th	0.22	0.07	0.05	-	-	-	-	0.05	0.07	0.2	0.24	0.26
U	0.1	0.02	0.09	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sum	7.72	7.93	7.91	8.05	8.24	8.09	8.25	8.25	8.22	8.3	8.34	8.39

Notes: - under detection limits. Chemical formula of monazite based on 16 oxygen atoms (apfu). The highest total of rare earth elements (REE₂O₃) occurs in dolerite (70.8-71.3 wt%). Cerium, in all cases, is the most abundant REE varying between 20.2 -33.5 wt % Ce₂O₃. The second most abundant REE is La (14.2-26.2) wt % La₂O₃ followed by Nd (4.3-19.3) wt % Nd₂O₃, Pr up to 3.6 wt % Pr₂O₃. UO₂ only occurs in monazite of two-mica granite. The chemical formula of monazite can be expressed as the following (REE_{2.78}Th_{0.22}U_{0.1})(P_{4.13}Si_{0.26}Al_{0.0})₄O₁₆.

Bastnasite

Bastnasite is found in in two mica granite and bostonite dikes of the study area as fracture and vug fillings as mass of fine-grained needles subrounded to rounded, oval and sometimes tabular grains usually associated with zircon, monazite and fluorite with size about 20 µm. The chemical composition of bastnasite of intrusive rocks is represented in (Table 3.19).

Table 3.19. The chemical composition of bastnasite of intrusive rocks, El Sela area, wt%.

Rocks	Two-mica granite								Bostonite					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Spots	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Al ₂ O ₃	1.2	0.9	3.1	0.4	0.2	5.0	1.2	1.7	-	-	6.3	1.0	3.0	2.1
SiO ₂	3.7	1.5	1.1	1.1	0.3	3.2	1.6	1.8	1.2	0.9	0.7	0.1	1.7	0.9
CaO	4.7	8.3	11.4	2.3	11.3	7.1	4.3	8.1	1.8	1.2	1.1	2.0	-	1.2
La ₂ O ₃	27.6	24.2	24.8	30.7	25.3	21.8	39.0	24.9	29.6	35.9	30.0	29.6	39.4	39.0
Ce ₂ O ₃	35.1	29.4	29.9	23.7	29.2	23.4	26.9	27.2	25.2	27.9	20.1	23.5	33.0	22.7
Pr ₂ O ₃	2.6	2.1	1.8	3.2	1.2	2.5	1.8	2.2	3.8	-	3.1	4.3	-	2.3
Nd ₂ O ₃	5.3	8.9	7.3	14.1	6.2	12.5	6.9	9.4	16.3	8.8	10.5	17.1	5.8	11.7
Sm ₂ O ₃	-	-	-	1.4	1.0	-	-	0.3	3.1	-	2.4	3.7	-	1.8
Y ₂ O ₃	1.3	1.1	3.0	-	1.3	4.1	1.0	1.7	-	-	-	-	-	-
ThO ₂	-	0.7	-	1.5	-	0.6	-	0.4	2.3	2.5	1.7	-	-	1.3
Fe ₂ O ₃	0.8	2.4	0.7	-	2.6	-	-	0.9	1.6	1.2	1.2	2.0	-	1.2
F	5.41	4.71	5.8	3.9	5	4.17	6.3	4.5	3.3	5.17	4.39	4.6	2.99	3.49
Total	87.7	84.1	88.9	82.3	83.5	84.5	89.0	83.1	88.2	83.5	81.6	87.9	85.9	87.6

Note: - Under detection limits.

Analyses show that the bastnasite of two-mica granite has average of La₂O₃ (27.3 wt.%), Ce₂O₃ (28.1), Nd₂O₃ (8.8 wt.%), F (5 wt.%) bastnasite of bostonite has average of La₂O₃ (33.9 wt.%), Ce₂O₃ average of (25.4), Nd₂O₃ (11.7 wt.%), F (4 wt.%).

Xenotime

Xenotime is one of the most enriched in HREE. It occurs two mica granite as anhedral crystals range in size from 2 to 10 µm. The chemical composition of xenotime is shown in (Table 3.20).

Table 3.20 Chemical composition of xenotime in two mica granit of El Sela area, wt.%.

Oxides	1	2	3	4
Y ₂ O ₃	49.3	47.3	48	45.1
P ₂ O ₅	35.8	36.9	37.2	35.9
CaO	0.3	0.2	0.3	0.07
Gd ₂ O ₃	1.9	2.6	2.7	4
Dy ₂ O ₃	4.8	5.4	1.9	6.3
Er ₂ O ₃	3.5	3.9	4.5	2.9
Yb ₂ O ₃	2.7	2.5	5.1	4.7
Al ₂ O ₃	0.8	-	-	-
SiO ₂	0.5	0.8	0.2	0.9
Total	99.6	99.6	99.9	99.87
Chemical formula based on 4 oxygen atoms (apfu)				
Y	0.85	0.81	0.82	0.78
P	0.98	1.00	1.01	0.99
Ca	0.01	0.01	0.01	0
Gd	0.02	0.03	0.03	0.04
Dy	0.05	0.06	0.02	0.07
Er	0.04	0.04	0.05	0.03
Yb	0.03	0.02	0.05	0.05
Al	0.03	0.00	-	-
Si	0.02	0.03	0.01	0.03
Sum	2.01	1.99	1.99	2

The average of Y₂O₃, P₂O₅ and RE₂O₃ are (47.4, 36.5 and 14.9 wt.%) respectively. Analyses indicate that the obtained xenotime has Dy₂O₃ (1.9 – 6.3 wt.%), Er₂O₃ (2.9 – 4.5 wt.%) and Yb₂O₃ (2.7–5.1 wt.%).

Titanite

It is widespread as an accessory mineral occurring in the studied two-mica granite and dolerite dikes. Chemical composition of titanite in two mica granit and in dolerite of El Sela area is shown in (Table 3.21).

Table 3. 21. Chemical composition of titanite in two mica granite of El Sela area, wt.%.

Oxides	Two-mica granite		Dolerite		
	1	2	3	4	5
TiO ₂	33.6	32.7	33.9	34.0	45.1
SiO ₂	30.2	31.2	27.9	30.8	26.9
CaO	26.0	26.4	23.1	26.2	23.1
Al ₂ O ₃	4.3	4.0	2.4	1.9	0.7
Fe ₂ O ₃	1.3	1.7	7.8	2.4	5.6
F	1.99	1.7	-	-	-

Note: - under detection limits.

TiO₂ and Fe₂O₃ is higher in titanite of dolerite where as SiO₂, CaO and Al₂O₃ are higher in two-mica granite. F only occurs in titanite of two-mica granite.

Rutile

Rutile is common mineral in the two-mica granite. It occurs as angular to subangular, elongated, cylinder and rod-like grains with zircon, monazite, uranothorite, and uraninite. It is recorded in all types of intrusive rocks. (Table 3.22).

Table 3.22. The chemical composition of rutile of intrusive rocks, El Sela area, wt%.

	Two-mica granite	Microgranite	Dolerite	Bostonite
TiO ₂	89.7	73.4	88.9	84.3
Fe ₂ O ₃	3.5	3.0	6.2	7.5
Nb ₂ O ₅	1.4	0.0	0.0	0.0
SiO ₂	0.0	10.6	4.5	1.8
Al ₂ O ₃	0.0	3.7	0.5	0.0
UO ₂	0.0	0.2	0.0	0.0
Sum	100	98.7	99.9	99.2

Analyses indicates that the obtained rutile has the lowest value of TiO₂ in microgranite (73.4 wt. %) and the highest one is in (two-mica granite 89.7 wt. %). Impurities of Fe₂O₃, SiO₂ and Al₂O₃ are recorded. Inclusions of Nb₂O₅ occurs only in rutile of two-mica granite (1.4 wt. %). UO₂ is recorded only in rutile of microgranite (0.2 wt. %).

Barite

Barite crystals are plates, granular, fan shaped, massive (Fig. 3.12). It is recorded in all types of intrusive rocks (Table 3.23).

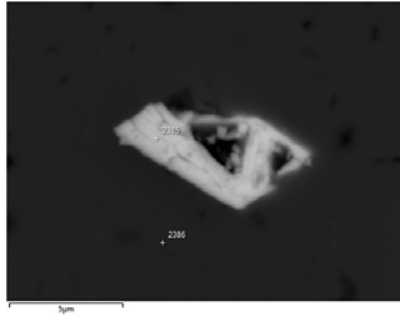


Fig. 3.12. Backscattered electron image of barite of two mica granite, El Sela area.

Table 3.23. The chemical composition of barite of intrusive rocks, El Sela area, wt%.

Rocks	Two-mica granite	Microgranite	Dolerite	Bostonite
Elements	Spot number			
	2385	111	159	206
Ba	60.1	59.8	53.4	32.7
S	13.5	13.9	13.7	12.8
O	24.3	24.9	24.1	31.9
S	13.5	13.9	13.7	12.8
Al	-	-	0.36	0.91
Si	-	0.31	1.1	6.74
Ca	-	-	1.37	0.43
Fe	-	0.66	0.73	-
Sum	100	100	99.1	99.2

The highest barium contents of barite are in two-mica granite and the lowest in bostonite with substitution in Sr.

Sulfides

The recorded sulphides in two-mica granite are pyrite, galena and sphalerite. In microgranite and dolerite, sulphides are represented by pyrite, chalcocopyrite, arsenopyrite, spalerite and galena. Pyrite also is recorded in jasper. Sulphides occur as disseminations and fracture-fillings in intrusive rocks. Magnetite, hematite, ilmenite, rutile and apatite are associated with the sulfide mineralization. Pyrite is the most common sulfide mineral encountered in El Sela intrusive rocks. It occurs as well developed cubic octahedron crystals with a pale-brass yellow color and a metallic luster. It is either disseminated in the mineralized

shear zone or partially or entirely oxidized to oxy-hydroxides such as hematite and goethite. This process can be classified as pseudomorphic desulfatization under oxidizing conditions. Desulfatization of pyrite precursor creates cavities that can be refilled by secondary uranophane and autunite near the surface.

Native minerals

Some native minerals of gold, silver and nickel are recorded in two-mica granite and microgranite. As shown in (Table 3.24) and (Fig. 3.13).

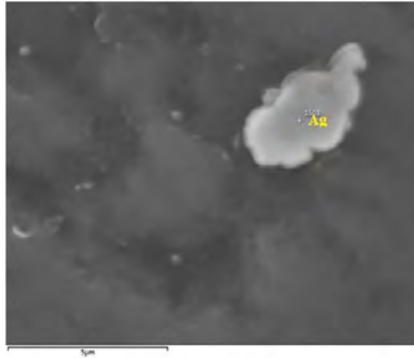


Fig. 3.13. Backscattered electron image of Ag of two mica granite, El Sela area.

Table 3.24. Chemical composition of native minerals from intrusive rocks El Sela area, wt%.

Elements	Two-mica granite				Microgranite						
	Ag	Ag	Ag	Ni	Au	Au	Ni	Ni	Fe	Fe	Cu-Ni
Au	-	-	-	-	96.8	97.1	-	-	-	-	-
Ag	97.5	99.1	98.2	-	1	1.4	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	96.1	-	-	95.3	97.7	-	-	18.7
Fe	-	-	-	-	0.5	0.3	0.75	0.71	95.9	97.7	1.4
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	74.2
O	0.8	0.3	1	1.6	0.9	1.1	2.12	1.58	3.1	1.5	1.8
Al	0.5	0.1	0.5	1	-	-	-	-	-	-	-
Si	1.2	0.5	0.3	1.3	0.7	0.1	0.74	-	1	0.7	1.7
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.9
Sum	100	100	100	100	99.9	100	98.91	99.99	100	99.9	98.7

Gold is predominantly associated with quartz veins in micro-granite. Analyzes showed that the Au content varies from 96.8 to 97.1 wt%. Native silver is found in two mica granites in the form of precipitates up to 5 μm and in association with sulfides. Composition Ag contains 98.2% by weight of this element. Native nickel was found in two- mica granites and micro granite in the form of fine precipitates. Native copper and iron are present in microgranite. The state of native copper is as follows: Cu (74.2 wt%) and Ni (18.7 wt%).

The intrusive rocks of the El Sela region contain primary minerals of thorium and uranium (thorite, uranorthorite, brockite, auelite, coffinite, uraninite, pitchblende) and secondary minerals of uranium (autunite, kasolite, uranophane. An association of sulphides (pyrite, chalcopyrite, arsenopyrite, sphalerite, molybdenite and galena) and native minerals (native Au, native Ag, native Ni, native Fe, native Cu) were recorded. 18 minerals were diagnosed for the first time. The following minerals have been discovered: in two-mica granites, auelite, brockite, and native Ag; in micro granite - coffinite, kasolite, native gold, native Ni, native Fe and native Cu, coffinite and uraninite are detected; Coffinite, zircon, monazite, bastnesite and rutile are recorded in bostonite; Pitchblende and coffinite are found in the jasper.

CHAPTER IV APPLIED GEOCHEMISTRY

4.1. Migration forms of chemical elements of intrusive rocks

In exogenous processes, the general features of the behavior of uranium are determined by its ability to migrate as uranyl carbonate complexes (with a sharply subordinate number of uranyl hydroxy complexes) and precipitate under the influence of reducing agents, sorbents and (or) precipitants, and also due to evaporative concentration.

Uranium is intensively leached from rocks by oxidizing sub-neutral waters in the presence of a widespread bicarbonate ion. At the same time, “free” uranium rocks, as well as uranium minerals that are unstable in an oxygen atmosphere, go into solution. Uranium bound in crystal lattices of stable accessory minerals (monazite, thorite, torianite, apatite, etc.) is practically not leached and can accumulate with them in placers.

The source of uranium in the surface and underground waters of the region can serve as rocks with an elevated clark: granites, uranium manifestations of various types of rocks, weathering products developed in the areas of feeding and transit.

Modern geochemical methods of search are constantly being improved and new geochemical forecasting technologies are being developed. The methods are based on methods for isolating and analyzing mobile forms of chemical elements, which reinforces the useful signal when geochemical anomalies are detected.

The formation of superimposed sorption-salt secondary lithochemical halos is actively promoted by the phenomena of physicochemical migration of elements: salt film-capillary migration of chemical elements, ascending (jet) and lateral convective migration of elements in mobile forms of finding with concentration of indicator elements on various geochemical barriers.

The main barriers that fix the ore elements for the second time are a thin silty-clay fraction of bottom sediments, organic matter, ferrous crusts and deposits.

When conducting searches in recent years, searches are widely used. overlaid secondary haloes of scattering. These include: the method of partial extraction of metals (PEM), the method of diffusion extraction of elements, the thermomagnetic geochemical method, the method of metal-organic soil forms and the method for analyzing the ultrafine fraction,

The method for analyzing the ultrafine fraction was developed in 2005. The essence is to isolate the ultrafine fraction from the loose sediment, followed by transferring the sorption-salt forms of the elements to the solution and analyzing them by quantitative methods (ICP OES, ICP MS) (Sokolov et al., 2005).

Later, in 2010, a method was developed for the analysis of the ultrafine fraction (colloid-salt fraction). The fundamentals of the method are described in a number of publications and patents (Oleinikova, Panova 2011), (Oleinikova, Panova 2007) (Oleinikova et al., 2009).

Consider the possibility of using modern geochemical methods of searching for mobile forms in the area of El Sela.

In the process of physical and chemical weathering rocks are destroyed, forming sand of the desert. While the change in daytime and night time temperatures is quite significant, moisture accumulates in the pore space of the rocks, which facilitates the transfer of chemical elements to the mobile state and migration to surrounding areas.

The question of the forms of finding elements in rocks is of great importance for studying the processes of weathering of rocks. It is known that a significant part of the chemical elements enters the minerals as isomorphic impurities, replacing the macro components in the crystal lattice. Some of them accumulate in gas-liquid inclusions, and some are in a colloidal-dispersed form in the pore space of the rock. It is known that the lower the average content of a chemical element in the earth's crust, the greater its fraction in the dispersed form. During the weathering processes, the rock disintegrates, the chemical elements can be washed out of the pore space, as a result of which new physico-chemical conditions are established that contribute to the further destruction of the rock.

The pollution of the environment is closely related to the mobility of elements in natural systems. Heavy metals and radionuclides can be involved in a number of complex chemical and biological interactions. The most important factors affecting the mobility of elements are pH, sorption, the presence of organic and inorganic ligands, including humic and fulvic acids. Oxidation-reduction reactions are of great importance in the chemical weathering of rocks, in which elements with variable valency and chalcophile elements such as U, Th, REE, Cu, Ni, Zn, Pb are present.

To determine the risk of environmental pollution, it is particularly important to determine the mobility of uranium and satellite elements contained in intrusive rocks of the uranium-rare earth province. In spite of the developed general ideas about mobile and firmly-connected forms of elements in rocks and methods of their extraction, there are still not enough experimental quantitative data that would allow to evaluate the behavior of mobile forms of trace elements in rocks.

The aim of the study was to isolate the pore solution (colloidal salt fraction) of intrusive rocks, to determine the content of microelements in it and to compare it with the composition of the intrusive rocks.

The chemical composition of the rock samples was determined according to the standard scheme of complete decomposition using concentrated nitrogen, hydrogen fluoride and perchloric acid. The solutions were analyzed on the ELAN-6100 DRC device from PERKIN ELMER.

To study the water-soluble component of the pore solution, a technique was used to extract and analyze the submicron fraction of the rock, which is enclosed in the pore and intergranular space of the rock, in which the chemical elements are in ionic, molecular and colloidal forms. The basis of the method is described in a number of publications and patents (Oleinikova, Panova, 2007; 2011; Oleinikova et al., 2009, 2010, 2014).

The substance recovered by water is not considered as an aqueous extract, which characterizes exclusively "truly soluble" forms of elements, but as an independent fraction with a weight (a weight fraction) and a specific particle size (up to 1 μm). To distinguish it from other fine fractions, according to the particle size, it was called the submicron fraction (SMF). The particle size of less than 1 μm in colloid chemistry is the conditional boundary of the colloidal state, above which the substance is released into a separate solid phase (Friedrichsberg, 2010).

The procedure for isolating SMF included crushing and abrading of samples to particle size $<74 \mu\text{m}$. In the case of an experiment with rocks, their preliminary crushing is necessary for opening pores and microcracks in order to provide access of the extractant (water) to free and adsorbed on mineral basis salts and colloidal particles (Panova et al., 2009).

A sample of previously worn out sample was poured with heated de-ionized water, periodically stirred for 5 hours and kept for a day to stabilize the resulting colloidal salt solution. The syringe was taken out of the solution and passed through a membrane filter of the firm "Sartorius", guaranteeing the transmission of particles less than 1 μkm . The solution thus obtained is colorless, transparent and colloidal, exhibiting a positive Tyndall test.

Analysis of the solutions on the NanoSight nano-sizer showed that the modal value of the pore colloid particle size is 679 nm in two-mica granite, 566 nm in microgranite, 571 nm in dolerite, and 580 nm in bostonite. A part of the solution was evaporated in a pre-weighed Petri dish in order to determine the proportion of the submicron fraction in the sample. Another part of the solution was analyzed by ICP-MS. Compliance with the chosen experimental conditions ensures a high reproducibility of the analysis results and the possibility of determining a wide range of

chemical elements (up to 75 elements). Analysis of aqueous solutions allows maximizing the potential of the ICP-MS method. The absence of injected acids or other solvents prevents the possibility of uncontrolled isobaric overlays. This fact leads to elements detection limits decrease by 2-3 orders of magnitude in submicron fraction analysis, compared to the bulk analysis, especially in case of the rare elements. The intrusive rocks contain a wide range of trace elements (Table 4.1).

Table 4.1. The content of trace elements in the intrusive rocks of El Sela region, mg / kg

Rocks	Proportion SMF, rel . %	U	Th	REE	Y	Ni	Cu	Zn	Pb	Rb	Sr	Ba
Two-mica granite	1.8	1.8	1.10	16,3	1,40	256	45,0	164	0,50	113	77,0	304
Microgranite	1,42	68,0	0,82	11,1	2,50	187	39,0	201	0.6	305	305	398
Dolerite	1,31	1,30	1,30	17,32	2,60	206	29,0	223	0.3	102	103	402
Bostonite	1,60	5,20	1,90	17,3	3,80	113	13,0	112	0.3	110	25,0	205

The highest uranium contents are characteristic of microgranite and dolerite. Two-mica granites are enriched with thorium. Chalcophile elements accumulate in various intrusive rocks in different ways: two-mica granite contains minimal amounts; microgranite accumulates Zn, Pb, Cu, REE, and Y; dolerite and bostonite are enriched in Ni, Zn, REE, and Y (Ghoneim, Panova, 2018).

Experiments on the submicron fraction extraction shows that its content in intrusive rocks varies from 1.31 to 1.78 wt% . The results of the SMF analysis of intrusive rocks are shown in (Table 4.2).

Table 4.2. The share of submicron fraction of intrusive rocks (relative%) and the content of trace elements in it (mg / l)

Порода	Part of SMF, Rel. %	U	Th	REE	Y	Ni	Cu	Zn	Pb	Rb	Sr	Ba
Two-mica granite	1.78	1.8	1.1	16.2	1.4	256	45	164	0.5	113	77	304
Microgranite	1.42	68	0.82	11.1	2.5	187	39	201	0.61	305	305	398
Dolerite	1.31	1.3	1.3	17.3	2.6	206	29	223	0.3	102	103	402
Bostonite	1.6	5.2	1.9	17.3	3.8	113	13	112	0.31	110	25	205

The highest value is characteristic of two-mica granite, which has the most coarse-grained structure. High contents of trace elements in the SMF are as follows: uranium is characteristic of microgranite, chalcophile elements, as well as Rb, Sr, and Ba accumulate in all types of intrusive rocks.

To assess the degree of elements accumulation in the submicron fraction, we have calculated accumulation coefficient as the ratio of the content in the SMF to the content in the rock (Fig.4.1).

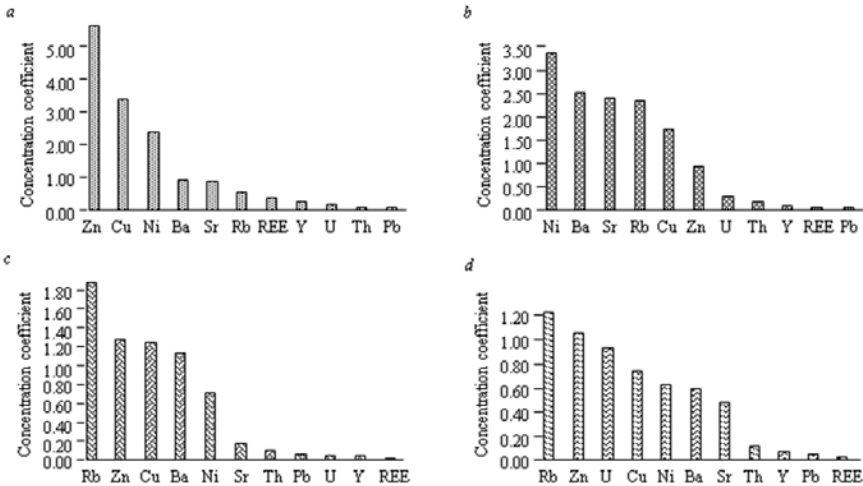


Fig. 4.1. The concentration ratios of chemical elements in the colloid-salt fraction of intrusive rocks of the El Sela region: a – two-mica granite; b – microgranite; c – dolerite; d – bostonite.

Geochemical formulas are as follows: two-mica granite ($Zn_{5,7} - Cu_{3,4} - Ni_{2,5}$); microgranite ($Ni_{3,4} - Ba_{2,5} - Sr_{1,9} - Rb_{1,8} - Cu_{1,7}$); dolerite ($Rb_{1,9} - Zn_{1,3} - Cu_{1,3}$); bostonite ($Rb_{1,2}$). The highest values of elements accumulation coefficient are specific to two-mica granite. Zinc, copper, nickel, to a lesser extent barium, rubidium and strontium have shown the highest migration capacity. The uranium concentration in the microgranites submicron fraction is 68 ppm, but the accumulation coefficient of this element is less than one. Apparently, this can be explained by the presence of secondary uranium minerals in the intrusive rocks, which do not convert into solution during the SMF extraction. The REE content in various intrusive rocks is presented in (Table 4.1) The highest values are characteristic of the dike complex (dolerite – 530 ppm, bostonite – 379 ppm, microgranite – 203 ppm). The REE content in two-mica granite is low 43.5 ppm. The REE spectra are shown in (Figure 4.2).

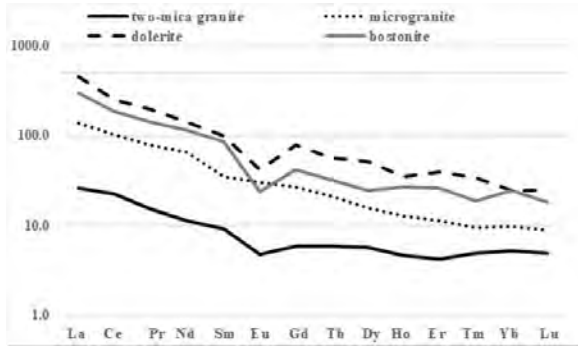


Fig.4.2. Chondrite-normalized REE content in the intrusive rocks of the El Sela region (normalized by Boynton, 1984).

In all cases, the content of light rare earth elements (LREE) is higher than that of heavy ones (HREE). Unaltered and slightly altered intrusive rocks have a Eu-minimum. The microgranite spectrum is characterized by the absence of Eu-minimum due to the rock secondary alterations.

The Σ REE and yttrium contents in the rocks submicron fraction are presented in (Table 4.2). The values are low, which indicates the weak mobility of these elements. REE spectrums are shown in (Fig. 4.3) in a submicron fraction of intrusive rocks.

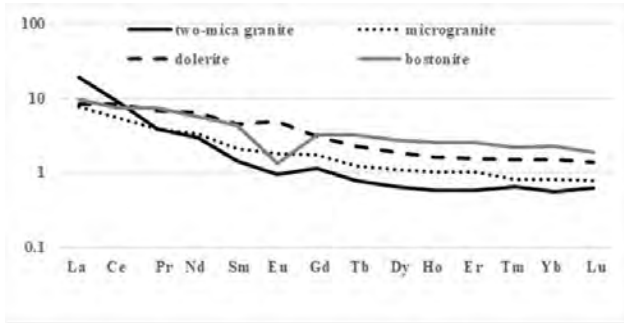


Fig. 4.3. Chondrite normalized REE content of the submicron fraction of the intrusive rocks of the El Sela region (normalized to Boynton, 1984).

It is possible to trace the similarity and differences in the REE spectra of SMF and intrusive rocks (Fig.4.2 and 4.3). The REE spectra of microgranite and bostonite have not changed much. The europium anomaly disappeared from dolerite and two-mica granite spectra.

We have calculated the relative fraction of chemical elements contained in the submicron fraction, taking into account the weight fraction for each rock type (Table 4.3) show the relative fraction of elements that are in a mobile state in the rock.

Table 4.3. The share of chemical elements in the submicron fraction of intrusive rocks (relative %)

Rocks	U	Th	REE	Y	Ni	Cu	Zn	Pb	Rb	Sr	Ba
Two-mica granite	0.30	0.10	0.70	0.40	4.30	6.10	10.1	0.10	0.90	1.50	1.60
Microgranite	0.40	0.30	0.07	0.20	4.80	2.50	1.40	0.10	3.30	3.40	3.60
Dolerite	0.10	0.10	0.04	0.10	0.90	1.60	1.70	0.10	2.50	0.20	1.50
Bostonite	1.50	0.20	0.07	0.10	100	1.20	1.70	0.10	2.00	0.80	0.90

The highest values are characteristic of Zn, Cu, and Ni. These values are greater than one in all types of intrusive rocks (Fig.4.4a). The mobility of rubidium, strontium, and barium is highest in microgranite, which is most susceptible to secondary alterations (Fig. 4.4 b). Uranium is accumulated in the SMF of bostonite. The least mobile elements are U, Th, Pb, REE, and Y.

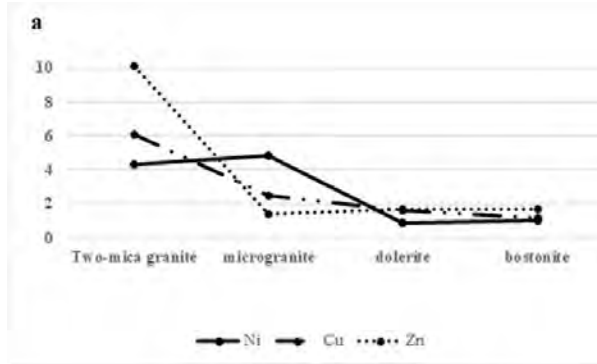


Fig. 4.4.a The proportion of chemical elements in the submicron fraction from the total content in the rock (according to Table 4.3).

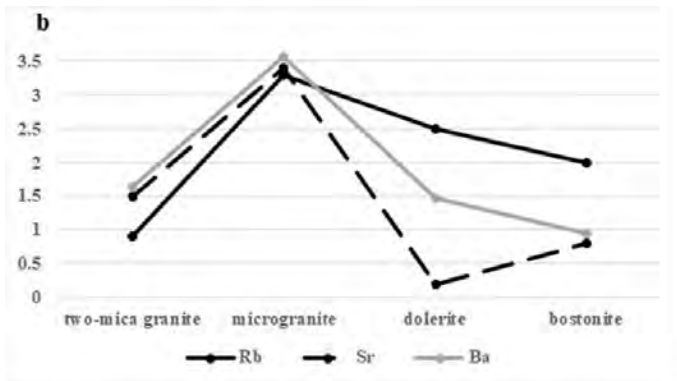


Fig. 4.4.b The proportion of chemical elements in the submicron fraction from the total content in the rock (according to Table 4.3).

Thus, as a result of the experiment, the content of chemical elements of reference samples of intrusive rocks and their submicron (water soluble) fraction was estimated. The fraction is extracted by water from the rock under specially selected conditions. The rock sample and its submicron fraction are analyzed by ICP MS.

The chemical characteristic of the isolated fraction reflects the mobile, mobile part of the chemical elements of the rock. Comparison of the obtained data on the content of chemical

elements in intrusive rocks and their submicron fractions allows us to estimate the proportion of migration-capable and difficultly mobile forms of chemical elements.

Thus, we can draw the following brief conclusions.

1. The share of submicron (colloid-salt) fraction of intrusive rocks varies from 1.31 to 1.78% by weight. The particle size of the SMF varies from 566 to 679 nm. The largest particle size and a high fraction of the fraction are characteristic of two-mica granite, which has the most coarse-grained structure.

2. The content of microelements in the SMF of intrusive rocks has been established: Ni is enriched with SMF of two-mica granites; U, Rb, and Sr are accumulated in the SMF micro granite.

The relative fractions of chemical elements in the submicron fraction are calculated taking into account the weight fraction of the fraction for each type of rocks. The highest values are characteristic for Zn, Cu, Ni. The mobility of rubidium, strontium and barium is highest in microgranite, which is most susceptible to secondary changes. A certain amount of uranium accumulates in the SMF of Bostonite. In general, the least mobile are Pb, REE and Y; U and Th have relatively low mobility.

3. During the chemical weathering of intrusive rocks, a number of elements (Zn, Cu, Ni) become mobile and can migrate to the surrounding areas. Uranium, thorium and lead form secondary minerals and in limited quantities accumulate in the submicron fraction. REE and Y are found in intrusive rocks, mostly in mineral form and are the least mobile.

4.2. Geochemical potential of the intrusive rocks of the El Sela region

Forecasting, prospecting, evaluation and exploration of uranium deposits, as well as other minerals, consist in carrying out prospecting works, which provide for the identification of deposits and obtaining initial information for determining the economic value of objects as industrial sources of raw materials.

The concept of “searches” has a generalized meaning, since this stage covers both search and specialized forecasting-search work.

The first stage is called the “preliminary assessment”, and the subsequent “detailed assessment”. Related terms “Pre-feasibility studies” and “Feasibility studies”, which corresponds to “preliminary” and “full study”, are also used abroad.

Predictive studies have the main purpose of identifying areas and areas with possible ore-bearing properties of the complex of its features, installed on well-studied reference objects. The

difference in the levels of knowledge of known and new areas determines the probabilistic nature of the predicted constructions. Work is accompanied by a quantitative assessment of the predicted resources of uranium by categories of reliability.

Specialized prospecting work is carried out in the identified promising areas, selected according to the results of predictive research. Their goal is to identify and delineate potential uranium deposits (ore-bearing areas comparable in scale to known uranium deposits).

The main objectives of this stage include: the study of the general geological and structural features of the projected areas and the manifestation of exploratory criteria and signs of uranium mineralization; identification of patterns of spatial distribution of mineralization in structures and metasomatic haloes; checking all identified radiometric anomalies, anomalous zones, manifestations of ore mineralization and ore manifestations to determine their nature, ore-formational affiliation, structural and mineralogical and geochemical features; Estimation of probable reserves of potential deposits with calculation of forecast resources.

The assessment of deposits is carried out in order to determine the principal possibility of using the object under study as a source of raw materials in modern economic conditions. Its main tasks are to determine the scale of the deposit, the quality and technological properties of the ores in order to decide the feasibility and priority of its industrial development.

According to the IAEA classification, the proven reserves (Identified Resources) are divided into reliably established (Reasonably Assured Resources), corresponding to the Russian categories A + B + C and previously estimated (Inferred Resources), corresponding to category C2.

Predictable uranium resources (Undiscovered Resources) are divided into pre-estimated (Prognosticate Resources), corresponding to the Russian category P1 and forecast (Speculative Resources) - P2 + P3.

At the first stage of the region assessment, it is possible to calculate the geochemical potential of rocks.

When calculating the geochemical potential, the following formula was taken as the source: $Q = q \times W \times k$ (1) (Bykhover, Konnov, 1989):

Q - geochemical potential;

q is the content of the chemical element in the rock volume (t / km^3);

W is the volume of rock mass (km^3);

k - coefficient of reliability ($k = 0.5$).

In recent years, the IAEA has taken into account recoverable uranium reserves. At the same time, the reserves in the subsoil are multiplied by the degree of extraction for the applied methods of ore mining and processing, which, depending on these methods, ranges from 0.66-0.81.

In the framework of this work, the lowest value was taken - 0.5.

The value of (q) is calculated by the formula: $q = d \times C_{cp}$,

d - rock density (2.403 t / m^3);

SSR - the average content of the chemical element in the rock. Table 4.4.

The volume of rock mass (W) is calculated by the formula: $W = S \times h$,

S is the area (km^2),

h - the depth of distribution of the rock.

Thus, the formula for calculating the geochemical potential is as follows:

$Q = S \times h \times d \times C_{cp} \times k$ (Bykhover, Konnov, 1989).

Density of double mica granite - 2.6 t / m^3

Density of micro granite - 2.5 t / m^3

Dolerite density - 2.8 t / m^3

Bostonite Density - 2.5 t / m^3

The area of distribution of two mica granite - 7000 m^2

Microgranite distribution area - 150 m^2

Dolerite distribution area - 66 m^2

Area of distribution of Bostonite - 25 m^2

The depth of development of rocks is taken as 100 m.

This is the minimum value, although the depths of such objects are estimated in the first kilometers.

Table 4.4. The average content of chemical elements in various types of rocks, ppm.

Elements	Two-mica granite (n=9)	Microgranite (n=5)	Dolerite (n=5)	Bostonite (n=5)
U	7.2	164	29.7	6.7
REE	44.8	99.6	594	388
Ni	122	69.2	328	194
Mo	11.8	8.12	25	15.3

Table 4.5. Geochemical potential of the intrusive rocks of the El Sela region, tons.

Elements	Two-mica granite (n=9)	Microgranite	Elements	Two-mica granite (n=9)
U	6.5	3.1	0.3	0.02
REE	40.7	1.9	5.5	1.3
Ni	111	1.3	3.0	0.6
Mo	10.7	0.2	0.2	0.05

Thus, the geochemical potential of the intrusive rocks of the El Sela region with respect to U, REE, Ni and Mo was estimated. In double mica granite, the geochemical potential is 6.5 t U; 40.7 t REE; 111 t Ni and 10.7 t Mo. In microgranite, the geochemical potential is 3.1 t U; 1.9 m REE; 1,3 t Ni and 0,2 t Mo. In the dolerate geochemical potential is 0,3 t U; 5.5 t REE; 3t Ni and 0.2t Mo. In Bostonite, the geochemical potential is 0.02 t U; 1,3 t REE; 0.6 t Ni and 0.05 t Mo.

Two-mica granite occupies the largest area and has the greatest geochemical potential of uranium, rare earth elements, nickel and molybdenum.

5. CONCLUSIONS

On the basis of generalization of literature data, the following conclusions are indicated:

The main types of intrusive and vein rocks of Egypt, which have an increased potential of uranium, are revealed. They are correlated with uranium deposits in the world.

The area of El Sela belongs to the uranium province of the Eastern Desert of Egypt. Economically significant uranium ore occurrences are genetically related to the two mica granites. Two-mica granite is intruded by microgranite, dolerite, bostonite dykes, quartz and jasper veins confined to zones of tectonic disturbance shift of the N-NE-S-SW and N-NW-S-SE directions.

Based on the literature review, it can be concluded that the territory of the Eastern Desert of Egypt is highly promising in terms of uranium and associated elements.

Geochemical features of intrusive rocks

The main geochemical characteristics of the intrusive rocks of the El Sela region can be made from (Table 5.1).

Based on the data on the content of chemical elements in the intrusive rocks of the Eastern Desert of Egypt, a Clarke analysis was performed. Clarke concentration of uranium has the highest values in the microgranite and dolerite. Ni coefficient is higher in two-mica granite and bostonite. Other chalcophilic elements (Mo, Cu, Co, Zn) have high values of Clarke concentrations in all intrusive rocks. Nb is high in dolerite, and bostonite is enriched with Ta and Nb.

There is a clear similarity in the contents of U and Th in the two mica granites of El Sela and other areas of Egypt.

The following genetic features of the intrusive rocks of the studied area were identified.

Microgranite, two-mica granites and bostonites belong to the calc-alkaline series, while dolerites belong to the tholeiitic series.

Studied samples of two-mica granites, microgranites and dolerites are located in the field of meta- and / or peraluminous rocks, and bostonites are in the field of peralkaline rocks.

Studied two-mica granites and microgranites are in the field of post-collisional granites, while dolerites and bostonites fall into within plate field.

Two mica granites, micro granite and El Sela bostonites form variational trends with alkaline feldspar. This is consistent with their hypersolvus character and a high proportion of perthite. On the other hand, dolerites are on the border between the trends of pyroxene and biotite.

Tables (5.1). The main geochemical characteristics of the intrusive rocks of the region of El Sela.

	Two-mica granite	Microgranite	Dolerite	Bostonite
Classification	Granite	Granite	Gabbro	Syenite
Clarke concentration	Ni _{35.8} - Mo _{7.8} - U _{2.7} - Co _{2.4} .	U _{54.9} - Ni _{19.7} - Co _{7.3} - Mo _{5.4} - Zn _{3.6}	U _{37.22} - Mo _{17.8} - Cs _{10.96} - Nb _{9.1} - Sn _{7.3} -W _{4.3} - Th _{3.9} -Y _{3.6} - Zr _{2.9} - Ni _{2.3} .	Ni ₅₄ - Mo _{13.6} - Rb _{9.8} - Ta _{5.3} - Nb _{4.4} - Cu _{3.3} - Y _{2.4} - U _{2.3} -
REE	LREE <HREE With negative Eu anomaly	LREE >HREE Without negative Eu anomaly	LREE >HREE With negative Eu anomaly	LREE >HREE With negative Eu anomaly
(La/Yb)N	11.1	10.8	14.9	13.3
∑REEs	44.8	99.6	594	388
Magma type	Calc-alkaline magma	Calc-alkaline magma	Tholeiitic	Calc-alkaline magma
	Peraluminous	Peraluminous	Metaluminous	Peralkaline
Tectonic setting	Post collision	Post collision	Within plates	Within plates
Petrogenesis	developed with alkali feldspar fractionation trend.	developed with alkali feldspar fractionation trend.	Developed between borders of pyroxene and biotite	developed with alkali feldspar fractionation trend.
Temperature	700-750 C°	750-800 C°	800-950 C°	950-1020 C°

The crystallization temperature of two-mica granite ranges from 700 to 750 ° C, micro granite - from 750 to 800 ° C, the dolerite temperature varies from 800 to 950 ° C, the temperature of bostonite is estimated in the interval from 950 to 1020 ° C.

Geochemical features of minerals

A systematic study of the mineral composition of ore and accessory minerals from various intrusive rocks of the El Sela region has been carried out. The intrusive rocks of the El Sela region contain primary (thorite, uranothorite, brockit, auerlite, coffinite, uraninite, pitchblende) thorium and uranium minerals, and secondary (autenite, kasolite, uranophane)

minerals of uranium. An association of sulphides (pyrite, chalcopyrite, arsenopyrite, sphalerite, molybdenite and galena) and native minerals (Au native, Ag native, Ni native, Fe native, Cu native) were revealed.

For the first time, 18 new minerals were diagnosed in the region's intrusive rocks. Auerlite, brockite and native silver were first discovered in two mica granites. In micro granite - coffinite, kasolite, native gold, native nickel, native iron and native copper. In Dolerite revealed coffinite and uraninite. Coffinite, zircon, monazite, bastnesite and rutile were recorded for the first time in bostonite. Pitchblende and coffinite are found in the jasper.

Applied aspects of the geochemistry of intrusive rocks

As a result of the conducted research, the content of chemical elements of reference samples of intrusive rocks and their submicron (water soluble) fraction was estimated.

The proportion of the submicron (colloid-salt) fraction of intrusive rocks varies from 1.31 to 1.78% by weight. The particle size of the submicron fraction (SMF) varies from 566 to 679 nm.

The content of trace elements in the SMF of intrusive rocks has been established: Ni is enriched with CMF of two-mica granites; U, Rb, and Sr are accumulated in the SMF micro granite.

The highest relative proportions of chemical elements found in the submicron fraction, taking into account the weight fraction of the fraction, are characteristic of Zn, Cu, Ni. The mobility of Rb, Sr, Ba is highest in microgranite, which is most susceptible to secondary changes. Uranium is accumulated in the bostonite SMF. In general, the least mobile. Pb, REE and Y; U and Th have relatively low mobility. During chemical weathering, intrusive rocks of Zn, Cu, Ni become mobile and can migrate to the surrounding territories. U, Th, Pb form secondary minerals; REE and Y are found in intrusive rocks, mostly in mineral form and are the least mobile.

The geochemical potential of the intrusive rocks of the El Sela region was evaluated. It is (tons) (Table 5.2.).

Table 5.2. Geochemical potential of the intrusive rocks of the El Sela region, tons.

Elements	Two-mica granite (n=9)	Microgranite (n=5)	Dolerite (n=5)	Bostonite (n=5)
U	6.5	3.1	0.3	0.02
REE	40.7	1.9	5.5	1.3
Ni+Mo	121.7	1.5	3.2	0.65

Two-mica granite occupies the largest area and has the greatest geochemical potential of uranium, rare earth elements, nickel and molybdenum. They are recommended as a comprehensive source of raw materials.

REFERENCES

In English

1. Abbady A.G., El-Arabi A.M., Abbady A. Heat production rate from radioactive elements in igneous and metamorphic rocks in Eastern Desert, Egypt//Appl Radiat Isot. 2006. Vol. 64. P. 131–137.
2. Abd El-Naby H.A. Genesis of secondary uranium minerals associated with jasperoid veins, El Erediya area, Eastern Desert, Egypt // Mineral. Deposita, 2008. Vol. 43. P. 933-944.
3. Abd El-Naby H.H., Dawood Y.H. Natural attenuation of uranium and formation of autunite at the expense of apatite within an oxidizing environment, South Eastern Desert of Egypt // Applied Geochemistry, 2008. Vol. 23. P. 3741-3755.
4. Abdalla H. M. Geochemistry and origin of rare metal mineralization of Um Safi felsite, central Eastern Desert, Egypt //Egypt. Jour. Geol. 2001. Vol. 45. №. 1. P. 131-149.
5. Abdel Gawad A. E., Ibrahim E. M. Activity ratios as a tool for studying uranium mobility at El Sela shear zone, southeastern Desert, Egypt //Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 2016. Vol. 308. №. 1. P. 129-142.
6. Abdel Gawad A.E., Orabi A.H., Bayoumi M.B. Uranium evaluation and its recovery from microgranite dike at G. El Sela area, South Eastern Desert, Egypt // Arabian Journal of Geosciences, 2015. Vol. 8. № 7. P. 4565-4580.
7. Abdel Hamid A. A., El Sundoly H. I., Steet A. A. A. Hydrothermal alteration and evolution of Zr-Th-U-REE mineralization in the microgranite of Wadi Ras Abda, North Eastern Desert, Egypt //Arabian Journal of Geosciences. – 2018. Vol. 11. №. 11. P. 273.
8. Abdel-Khalek M. L. Tectonic evolution of the basement rocks in the southern and central Eastern Desert of Egypt //Evolution and Mineralization of the Arabian-Nubian Shield. 1979. V. 1. P. 53-62.
9. Abdel-Meguid A. A. Late Proterozoic Pan African tectonic evolution of the Egyptian part of the Arabian-Nubian Shield //Middle East Research Center (MERC) Ain Shams Univ., Cairo, Egypt. Earth Sc Ser. – 1992. – Vol. 6. – P. 13-28.
10. Abdel-Meguid A.A., Cuney M., Ammar S.E, Ibrahim T.M., Ali K.G., Shahin H.A., Omer S.A, Gaafar I.M., Masoud S.M., Khamis A.A., Haridy M.H., Kamel A.I., Abdel Gawad A.E., Mostafa B.M., Abo Donia A.M., Aly E.M. Uranium potential of Eastern

- Desert Granites, Egypt//Internal Report for Project: EGY/03/014: Technical Assistance by (IAEA), 2003. P. 270.
11. Abdel-Monem A.A., Hurley P.M U–Pb dating of zircon from psammitic gneisses, Wadi Abu Rosheid-Wadi Sikait area, Egypt //Institute of Applied Geology Bulletin, King Abdulaziz University Jeddah, Saudi Arabia, 1979, Vol. 2, P.165–170.
 12. Abouelnaga H.S.O., El-Shayeb H., Ammar S.E., Haridy H.M., Donia A.A. Detailed ground radiometric surveys on Gabal El Sela, Southeastern Desert, Egypt // Arabian Journal of Geosciences, 2014. Vol. 7. № 4. P. 1577-1586.
 13. Abu-Deif A., Ammar S.E., Mohamed N.A. Geological and geochemical studies of black silica at El-Missikat Pluton, Central Eastern Desert, Egypt // Proc. Egypt. Acad. Sci., 1997. Vol. 47. P. 335-346.
 14. Abu-Deif A., El-Tahir M. A new uranium occurrence, Gabal El-Missikat prospect, Central Eastern Desert, Egypt // JKAU: Earth Science, 2008. Vol. 19. P. 85-97.
 15. Alekseev V. I., Polyakova, E. V., Machevariani, M. M., Marin, Y. B. Evolution of zircons from postorogenic intrusive series with Li-F granites, Russian Far East //Geology of Ore Deposits. 2014. Vol. 56. №. 7. P. 513-530.
 16. Ali K. G. Structural control of El Sela granites and associated uranium deposits, Southern Eastern Desert, Egypt //Arabian Journal of Geosciences. 2013. Vol. 6. №. 6. P. 1753-1767.
 17. Ali M. A., Lentz D. R. Mineralogy, geochemistry and age dating of shear zone-hosted Nb-Ta-, Zr-Hf-, Th-, U-bearing granitic rocks in the Ghadir and El-Sella areas, South Eastern Desert, Egypt //Chinese Journal of Geochemistry. 2011. Vol. 30. №. 4. P. 453.
 18. Amer T.E., Ibrahim T.M., Omer S.A. Microprobe studies and some rare metals recovery from El-Missikat mineralized shear zone, Eastern Desert, Egypt // The 4th International Conference of the Geology of Africa, 2005. Vol. 2. P. 225-238.
 19. Assaf H.S., Ibrahim M.E., Ammar S.E., Shalaby M.H., Rashed M.A. Geological, mineralogical studies on the radioactive mineral occurrences at Qash Amir area, south Eastern desert, Egypt: Egypt Min., 1999. Vol. 11, P.135–156.
 20. Attawiya M.Y. Mineralogical study of El Erediya-1 uranium occurrence, Eastern Desert, Egypt // Arab. J. Nucl. Sci. Tech., 1983. V. 16. P. 221-236.
 21. Attia A.M., Hegab O.A. Morsi A.M. A contribution to the mineralogy of manganese deposits of Halaib, Eastern Desert, Egypt// Bulletin of Fac. Sci. Mansoura University. 1978. Vol. 6, P. 59–474.

22. Bakhit F.S. Determination of uranium possibility occurrence in the late orogenic granites of Upper Proterozoic, Eastern Desert, Egypt // *Mining Geology*, 1987. Vol. 37. № 1. P. 29-43.
23. Barker F. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin // *Developments in petrology*. – Elsevier, 1979. – Vol. 6. – p. 1-12.
24. Barsukov V.L., Sokolova N.T., Ivanitskii O.M. Metals, arsenic, and sulfur in the Aue and Eibenstock granites, Erzgebirge // *Geochem. Inter.*, 2006. Vol. 44. P. 896-911.
25. Basham I.R., Matos Dias J.M. Uranium veins in Portugal // In: *Vein type uranium deposits*. TECDOC-361, IAEA, Vienna, 1986. P. 181-192.
26. Basta E. Z., Saleeb W. S. Mineralogy of the manganese ores of Elba area south Eastern Desert // *UARJ Geol*, 1971. Vol. 15. №. 1. P. 29-48.
27. Benisek A., Finger F. Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: a microprobe study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. Vol. 114. №. 4. P. 441-451.
28. Boynton W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Developments in geochemistry*. – Elsevier, 1984. – Vol. 2. – P. 63-114.
29. Campbell D.D. Port Radium mine // *Structural Geology of Canadian Ore Deposits*, Volume It. Can. Inst. Min. Metall. Congr., 1957. P. 177-189.
30. Carl C., Dill H.G., Kreuzer H., Wendt I. U-Pb dating of ores in NE Bavaria // *Terra Cognita*, 1983. Vol. 3. P. 195-196.
31. Cathelineau M., Boiron M.C., Holliger P., Poty B. Metallogenesis of the French part of the Variscan orogen. Part II: time-space relationships between U, Au and Sn-W ore deposition and geodynamic events-mineralogical and U-Pb data // *Tectonophysics*, 1990. Vol. 177. P. 59-79.
32. Cathelineau M. Les gisements d' uranium lies spatialement aux leucogranites Sud Armoricaux et a leur encaissant metamorphique, *Sci. Terra, Mem.*, Nancy. 1981. Vol. 42. P. 475.
33. Cermak V., Huckenholz, H.G., Rybach, L., Schmid, R. Radioactive heat generation in rocks; Chapter 4.4 in: *Landolt-Börnstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology (K.-.Hellwege,ed.)*, New Series//Group V. Geophysics and space research, Physical properties of rocks, supvolume b, *Sprenger-verlag Berline, Heidelberg, New York*. 1982. Vol. 1. P. 433-481.

34. Chapot G., Couprie R., Dumas J., Leblanc P., Kerouanton J.L. L'uranium vendéen. Cahiers du Patrimoine, no 45, Dir Reg Affaires Cult Pays de la Loire, Nantes, 1996. P. 221
35. Church W. R. Granitic and metamorphic rocks of the Taif area, western Saudi Arabia: Discussion and reply: Discussion //Geological Society of America Bulletin. – 1979. – Vol. 90. – №. 9. – P. 893-894.
36. Clark S. P., Petman, Z. E. and Heier, K. S. Abundances in uranium, thorium and potassium //Handbook of physical constants. 1966. P. 521-541.
37. Corfù, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P. Atlas of zircon textures: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003. Vol.53. P. 469–500.
38. Cox K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. The interpretation of igneous rocks. London, Allen and Unwin. 1979. P. 450 .
39. Cullers R.L., Graf J. L. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks–ore petrogenesis //Developments in geochemistry. Elsevier, 1984. Vol. 2. P. 275-316.
40. Cuney M., Kyser, K., Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration //Mineralogical Association of Canada Short Course Series. 2008. Vol.39. P. 79-95.
41. Cuney M., Le fort P., Wang Z.X. Uranium and Thorium Geochemistry and Mineralogy in the Manaslu leucogranite (Nepal, Himalaya)//Geology of Granites and Their Metallogenic Relations (Proceedings of a Symposium), Nanjing, University Sciences Editions. 1984. 853–873.
42. Dardier, A.M. Morphology and geochemistry of zircon associated with uranium mineralization in Gattar granitic pluton, north Eastern Desert, Egypt//Journal Mineral Society Egypt. 1999. Vol. 11. P. 91–104.
43. Darnley A. G. Hot granites: some general remarks//Uranium in granites workshop; Ottawa, Canada.1982. P. 1-10.
44. Dawood Y.H., Abd El-Naby H.H. Mineralogy and genesis of secondary uranium deposits, Um Ara area, south Eastern Desert, Egypt // Journal of African Earth Sciences, 2001.Vol. 32. № 2. P. 317-323.
45. Dawoud M. The nature and origin of U-bearing fluids as revealed from zircon alteration: examples from the Gattarian granites of Egypt//The Sixth International Conference on Geochemistry, Alexandria University, Egypt. 2004. P. 875–891.

46. Debon F., Le Fort P. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations //Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh. 1983. Vol. 73. №. 3. P. 135-149.
47. Deer W.A., Howie R.A., Zussmann J. An introduction to the rock forming minerals// Longmans. London.1992. 696 p.
48. Dessouky O.K. Genetic link between uranium mineralization and the emplacement of limited intrusion adjacent to alkaline granites, Abu Hamr area, north Eastern Desert, Egypt//Arab J Geosci. 2018.Vol. 11. P.1-15.
49. Dixon T.H. Evolution of continental crust in the Late Precambrian Egyptian Shield. – California Univ., San Diego (USA), 1979.
50. Dolníček Z., René M., Hermannová S., Prochaska W. Origin of the Okrouhlá Radouň episyenite-hosted uranium deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: fluid inclusion and stable isotope constraints // Mineral. Deposita, 2013. Vol. 49. P. 409-425.
51. Eikenberg J. Comparative dating of U minerals using the U-Xe, U-Kr and U-Pb systems and supplementary investigations concerning the production of Ne and Ar by nuclear processes. Ph.D. Thesis. ETH Zürich, 1988.
52. El Arabi A.M., Abbady A.G., Khalif I.H. Geochemistry and radioactive characteristics of the garnetiferous granite of Um Sleimat Area, Egypt. J Earth Sci. 2007. Vol. 1. P. 9–20.
53. El Bahat A., Ikenne M., Söderlund,U., Cousens B., Youbi,N., Ernst,R., Hafid A. U–Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas Drâa Inlier of the Anti-Atlas of Morocco: newly identified 1380 Ma event in the West African Craton //Lithos. 2013. Vol. 174. P. 85-98.
54. El Gaby S. Petrochemistry and geochemistry of some granites from Egypt //Neues Jahrb. Miner. Abh. 1975. Vol. 124. P. 147-189.
55. El Gaby S., List,F. and Tehrani, R. The basement complex of the Eastern Desert and Sinai//In: Said R. (ed.), The Geology of Egypt. Balkema, Rotterdam, 1990. P. 175-200.
56. El Gaby S.; List F. K. and Tehrani, R., Geology, evolution and metallogenesis of the Pan-African belt in Egypt //The Pan-African belt of the northeast Africa and adjacent areas. 1988. P. 17-68.
57. El Mansi M.M., Dardier A.M., Abdel Ghani I.M. Crystal habit and chemistry of zircon as a guide for uranium redistribution in Gabal Ria El-Garrah area, Eastern Desert, Egypt//Delta Journal Science. 2004. Vol. 28. P. 19–30.

58. El Mezayen, A. M., El-Balakssy, S. S., Abdel Ghani, I. M. and El-Setouhy, M. S. Radioactive mineralization of granitic rocks and their surrounding stream sediments at Gabal Rei El-Garrah area, Central Eastern Desert, Egypt//Nat Sci. 2017. Vol. 15. №. 12. P. 61-78.
59. El Ramly M. F. and Akaad, M. K., The basement complex in the central Eastern Desert of Egypt between latitudes 24 30 and 25 40 N //Geological Survey of Egypt. 1960. P. 33.
60. El Ramly M.F. A new geological map for the basement rocks in the Eastern and South-Eastern deserts of Egypt, scale 1:1,000,000. Ann. Geol. Surv. Egypt. 1972. Vol. 2, P. 1-18.
61. El Ramly M.F., Hermina M.H. Geologic map of the Aswan Quadrangle, Egypt (Scale 1:500,000). EGSM, Cairo, Egypt. 1978.
62. El Shazly E. M. On the classification of the Precambrian and other rocks of magmatic affiliation in Egypt //Proceedings of the 2nd international geological congress, New Delhi. 1964. Vol. 10. P. 88-101.
63. El-Shazly M. F., El-Dissowky A., Salem T., Osman M. Synthesis and electron spin resonance studies of copper (II) complexes with acid amide derivatives of 2-amino and 2, 6-diaminopyridine //Inorganica Chimica Acta. 980. Vol. 40. P. 1-6.
64. Elsaid M., Aboelkhair H., Dardier D., Hermas E., Minoru U. Processing of multispectral ASTER data for mapping alteration minerals zones: as an aid for uranium exploration in El Missikat-Eleridiya granites, Central Eastern Desert, Egypt // Open Geology Journal, 2014. Vol. 8. P. 69-83.
65. El-Shatoury H. M., Mostafa M. E., Nasr F. E. Granites and granitoid rocks in Egypt, a statistical approach of classification //Chem. Erde. 1984. Vol. 43. P. 229-246.
66. El-Sokkary A. A. Geochemical studies of some granites in Egypt //UAR Unpublished. 1970.
67. Engel A. E. J., Dixon T. H., Stern R. J. Late Precambrian evolution of Afro-Arabian crust from ocean arc to craton //Geological Society of America Bulletin. 1980. Vol. 91. №. 12. P. 699-706.
68. Esmail E.M., Tawfik S.Z. Geochemistry and uranium–thorium distributions in the younger granites of Esh El-Mallaha range, North Eastern Desert, Egypt//Int J Innov Sci Eng Technol 2015. Vol. 2. №. 12. P.411–434.

69. Fawzy K.M. Characterization of a post Orogenic A-type granite, Gabal El Atawi, central Eastern Desert, Egypt: geochemical and radioactive perspectives//Open J Geol. 2017. Vol. 7. №. 1. P. 93–117.
70. Fowler A., Osman A. F. The Sha'it–Nugrus shear zone separating Central and South Eastern Deserts, Egypt: A post-arc collision low-angle normal ductile shear zone //Journal of African Earth Sciences. – 2009. Vol. 53. №. 1-2. P. 16-32.
71. Friedrich M.H., Cuney M., Cregu G. Uranium enrichment processes in peraluminous magmatism. //Uranium deposits in magmatic and metamorphic rocks. International Atomic Energy Agency (IAEA). 1989. Vol. 20. №. 1. P. 253.
72. Frondel C. Systematic mineralogy of uranium and thorium//US Geol Surv Bull. 1958. Vol. 1064. P. 400.
73. Gaafar I., Cuney M., Abdel Gawad A. Mineral chemistry of two-mica granite rare metals: impact of geophysics on the distribution of uranium mineralization at El Sela shear zone, Egypt// Open Journal of Geology. 2014.Vol. 4. P. 137–160.
74. Gass I. G. The evolution of the Pan African crystalline basement in NE Africa and Arabia //Journal of the Geological Society. 1977. Vol. 134. №. 2. P. 129-138.
75. Geisler T., Pidgeon, R.T., Kurtz, R., Van Bronswijk, W., Schleicher, H. Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon//American Mineralogist, 2003a. Vol. 88, P. 1496–1513.
76. Ghoneim M.M., Abdel Gawad A.E. Chemical composition of uranium and thorium minerals of El Sela area, Eastern Desert, Egypt//VII Readings memory S.N. Ivanova, in Russian. 2018b. P. 214–216.
77. Ghoneim M.M., Abdel Gawad A.E. Vein-type uranium mineralization in the Eastern Desert of Egypt. News of the Ural State Mining University. 2018a. Vol. 1. №. 49. P. 33–38.
78. Ghoneim M.M., Saleh G.M., Dawoud M.D., Azab M.M., Mahmoud A.M., Awad H.A. Geochemistry, uranium, thorium and rare earth elements of trachyte dykes of Umm Salatit mountain area, Central Eastern Desert, Egypt. // News of the Ural State Mining University 2018. Vol. 51. №. 3 P. 7-18.
79. Greenberg J. K. Characteristics and origin of Egyptian younger granites: summary //Geological Society of America Bulletin. 1981. Vol. 92. №. 5. P. 224-232.

80. Grenne T. O. R., Roberts D. The Hølanda Porphyrites, Norwegian Caledonides: geochemistry and tectonic setting of Early–Mid-Ordovician shoshonitic volcanism // *Journal of the Geological Society*. 1998. Vol. 155. №. 1. P. 131-142.
81. Grigoryev N.A. Mean content of chemical elements in rocks of the tom part of the continental crust// *Geochemistry*. 2003. Vol. 7. P.785–792. (In Russian)
82. Guiollard P.C., Milville G. l'Uranium de deux "Prives". France, 2003. P.141
83. Hamimi Z., Abd El-Wahed M. A., Gahlan H. A., & Kamh, S. Z. (2019). Tectonics of the Eastern Desert of Egypt: Key to Understanding the Neoproterozoic Evolution of the Arabian–Nubian Shield (East African Orogen) // *The Geology of the Arab World- An Overview*. – Springer, Cham. 2019. P. 1-81.
84. Hashad A. H., Hassan M. A. On the validity of an ensimatic island arc cratonization model to the evolution of the Egyptian Shield // *Ann. Geol. Surv. Egypt*. 1979. Vol. 9. P. 70-80.
85. Hassan M.A., Hashad A.H. Precambrian of Egypt. The anorogenic alkalic rocks, South Eastern Desret, Egypt// *Annal Geological Survery. Egypt*. 1990. Vol. 9, P. 81–101.
86. Heinrich E.W. Geology of radioactive raw materials// *McGraw-Hil.l* 1958. New York P. 654.
87. Hofmann B., Eikenberg J. The Krunkelbach uranium deposit, Schwarzwald, Germany; correlation of radiometric ages (U-Pb, U-Xe-Kr, K-Ar, 230Th-234U) // *Economic Geology*, 1991. Vol. 86. P. 1031-1049.
88. Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. 2003. Vol. 53. №. 1. P. 27-62.
89. Hussein A. A. A., Ali M. M., El Ramly M. F. A proposed new classification of the granites of Egypt // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1982. Vol. 14. №. 1-2. P187-198.
90. Hussein H.A., El Tahir M.A., Abu-Deif A. Uranium mineralization through exploratory mining work, south Qena-Safaga midway, Eastern Desert, Egypt // *3rd Mining, Petroleum and Metallurgy Conference, Cairo University, Egypt*, 1992. Vol. 1. P. 92-105.
91. Hussein H.A., Hassan M.A., El-Tahir M.A., Abou-Deif A. Uranium-bearing siliceous veins in younger granites, Eastern Desert, Egypt // In: *Vein Type Uranium Deposits*. International Atomic Energy Agency, IAEA-TECDOC-361, 1986. P. 143-157.

92. Hussein, H.A., Faris M.I., Makram W. Radioactivity of some accessory minerals especially zircon in some Egyptian granites and pegmatites. *Journal Geology UAR*. 1965. Vol. 9. №. 2. P.13–16.
93. Ibrahim M. E., Aly G. M., El-Tohamy A. M. Mineralogical and geochemical aspects of Nubia sandstons at Gabel El ghurfa, southeastern desert, Egypt // *Arab Journal of Nuclear Sciences and Applications*. 2012. Vol. 45. №. 2. P. 117-129.
94. Ibrahim M.E., Zalata A.A., Assaf H.S., Ibrahim I.H., Rashed M.A. El Sella shear zone, South Eastern Desert, Egypt. Example of vein-type uranium deposit // *The 9th International Mining, Petroleum and Metallurgical Engineering Conference*, 2005. P. 41-55.
95. Ibrahim T.M., Amer T.E., Ali K.G., Omar S.A. Uranium potentiality and its extraction from El Sela shear zone, South Eastern Desert Egypt // *Faculty of Science, Minufia University*, 2007. Vol. 21. P. 1-18.
96. Ibrahim, M. E., Attawiya, M. Y., Osman, A. M., & Ibrahim, I. H. Occurrence of uranium bearing minerals in Um Safi pyroclastics, Central Eastern Desert, Egypt // *Egyptian Journal of Geology*. 2002. Vol. 46. №. 1. P. 39-54.
97. Irvine T. N. J., Baragar W. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canadian journal of earth sciences*. 1971. Vol. 8. №. 5. P. 523-548.
98. Janeczek J., Ewing R. C. Structural formula of uraninite // *Journal of Nuclear Materials*. 1992. Vol. 190. P. 128-132.
99. Jiashu R., Zehong, H. Form of uranium occurrence and its distribution in uraniferous granites// *Geology of Granites and their Metallogenetic Relations, Proc. Symp. Nonjing, University Press, Beijing*, 1984. P. 621–635.
100. Johnson P. R., Woldehaimanot B. Development of the Arabian-Nubian Shield: perspectives on accretion and deformation in the northern East African Orogen and the assembly of Gondwana // *Geological Society, London, Special Publications*. 2003. Vol. 206. №. 1. P. 289-325.
101. Kabesh M. L. On the chemical behaviour origin and tectonic setting of some younger granitoids, Eastern Desert. A review // *Bull. Fac. Sci., Zagazig Univ*. 1987. Vol. 9. P. 300-336.
102. Kennedy W. Q. The structural differentiation of Africa in the Pan-Africa (± 500 my) tectonic episode // *Univ, Leeds, Res. Inst. African Geol., Ann. Rept*. 1964. P. 48-49.

103. Khaffagy M.B. The granites of Aswan and their accessory zircons// Unpublished M.Sc. thesis, Assuit University. 1964. P. 192.
104. Khawassek Y.M., Eliwa A.A., Abdel Gawad E.A., Abdo, S.M. Recovery of rare earth elements from El-Sela effluent solutions// *J Rad Res Appl Sci*. 2015. Vol. 8. P. 583–589.
105. Kříbek B., Žák K., Dobeš P., Leichmann J., Pudilová M., René M., Scharm B., Scharmová M., Hájek A., Holeczy D., Hein U.F., Lehmann B. The Rožná uranium deposit (Bohemian Massif, Czech Republic): shear zone-hosted, late Variscan and post-Variscan hydrothermal mineralization // *Mineral. Deposita*, 2009. Vol. 44. P. 99-128.
106. Kröner A. Pan African plate tectonics and its repercussions on the crust of northeast Africa // *Geologische Rundschau*. 1979. Vol. 68. №. 2. P. 565-583.
107. Kröner A., Wilde S. A., Li J. H., Wang, K. Y. Age and evolution of a late Archean to Paleoproterozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2005. Vol. 24. №. 5. P. 577-595.
108. Kusky T. M., Li J. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2003. Vol. 22. №. 4. P. 383-397.
109. Larin A.M. Rapakivi granite and associated rocks. 2011. P. 402, (In Russian).
110. Leroy J. The Margnac and Fanay uranium deposits of the La Crouzille district (western Massif Central, France), geologic and fluid inclusion studies // *Economic Geology*. 1978. Vol. 73. P. 1611-1634.
111. Leroy J., Cathelineau M. Les minéraux phylliteux dans les gisements hydrothermaux d'uranium I les micas hérités et néoformés // *Bull Miner*. 1982. Vol. 105. P. 99-109.
112. Mahdy N. M., El Kalioubi B. A., Wohlgemuth-Ueberwasser C. C., Shalaby M. H., El-Afandy A. H. Petrogenesis of U- and Mo-bearing A2-type granite of the Gattar batholith in the Arabian Nubian Shield, Northeastern Desert, Egypt: Evidence for the favorability of host rocks for the origin of associated ore deposits // *Ore Geology Reviews*. 2015. Vol. 71. P. 57-81.
113. Mann A. W., Deutscher R. L. Solution geochemistry of lead and zinc in water containing carbonate, sulphate and chloride ions // *Chemical Geology*. 1980. Vol. 29. №. 1-4. P. 293-311.

114. Mason B. Principles of geochemistry//3rd Ed. John Wiley, New York, 1966. P. 310.
115. Middlemost E. A. K. Magmas and magmatic rocks//Longman London. 1985. P. 20.
116. Min M. Peng X. Wang J. Osmond J.K. Uranium-series disequilibria to study recent migration of uranium in a sandstone-hosted uranium deposit, NW China // Appl. Radiat. Isot., 2005. Vol. 63. P. 115-125.
117. Moreau, M.L' uranium et less granitoides: Essai d' interpretation. // Geology, Mining and Extractive Processing of Uranium, Symp. I.M.M. (Inst. Min. Metall.). London, 1977. P. 83–102.
118. Noweir A.M.; Sewifi B. M. and Abu El Ela A. M. Geology, Petrography, Geochemistry and Petrogenesis of the Egyptian younger granites//Qatar Univ. Sci., Bull, 1990. Vol. 10, P. 363-393.
119. Orgun Y., Altinsoy N., Gultekin A.H., Karahan G., Celebi N. Natural radioactivity levels in granitic plutons and groundwaters in southeast part of Eskişehir, Turkey//Appl Radiat Isot. 2005. Vol. 63. P. 267–275.
120. Osmond J. K., Dabous A. A., Dawood Y. H. U series age and origin of two secondary uranium deposits, central Eastern Desert, Egypt //Economic Geology. 1999. Vol. 94. №. 2. P. 273-280.
121. Pearce J.A.A. user's guide to basalt discrimination diagrams //Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes. 1996. Vol. 12. P. 79-113.
122. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks //Journal of petrology. 1984. Vol. 25. №. 4. P. 956-983.
123. Pérez del Villar L., Moro C. Las mineralizaciones intragraníticas de Uranio en el batolito de Cabeza de Araya (provincia de Cáceres): El Saguazal, Brechas NNE y La Zafrilla // Stud. Geol. Salmant, 1991. Vol. 27. P. 245-262.
124. Pidgeon R. T. Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications //Contributions to Mineralogy and Petrology. 1992. Vol. 110. №. 4. P. 463-472.
125. Pointer C.M., Ashworth J.R., Ixer R.A. The zircon-thorite mineral group in metasomatized granite, Ririwai, Nigeria. geochemistry and metastable solid solution of thorite and coffinite. Miner Petrol. 1988. Vol. 38. №. 4. P. 245–262.

126. Poty B., Cuney M., Friedrich M. Uranium deposits spatially related to granites in the French Part of the Hercynian Orogeny, vein type uranium deposits // IAEA-TECDOC-361, IAEA, Vienna, 1986. P. 215-246.
127. Pupin J. P. Zircon and granite petrology //Contributions to Mineralogy and Petrology. 1980. Vol. 73. №. 3. P. 207-220.
128. Ragab A. I. On the petrogenesis of the Dokhan Volcanics of the northern Eastern Desert, Egypt //MERC Ain Shams Univ Earth Sci Ser. 1987. P. 151-158.
129. Ramadan T.M., Ibrahim T.M., Said A., Baiumi M.B. Application of remote sensing in exploration for uranium mineralization in Gabal El Sela area, South Eastern Desert, Egypt // J. Remote Sens. Space Sci., 2013. Vol. 16. P. 199-210.
130. Raslan M. F., El-Feky M. G. Radioactivity and mineralogy of the altered granites of the Wadi Ghadir shear zone, South Eastern Desert, Egypt //Chinese Journal of Geochemistry.2012. Vol. 31. №. 1. P. 30-40.
131. Read H.H. Rutley's elements of mineralogy //Published by S.K. Jam for CBS Publishers and Distributors, Delhi, India. 1984. 560 p.
132. Ries A. C., Shackleton R. M., Graham R. H., Fitches W. R. Pan-African structures, ophiolites and mélangé in the Eastern Desert of Egypt: a traverse at 26 N // Journal of the Geological Society. 1983. Vol. 140. №. 1. P. 75-95.
133. Rodrigo F., Belluco A.E. Programa nacional de desarrollo de los recursos uraniferos de la Argentina // Uranium Deposits in Latin America: Geology and Exploration, I.A.E.A., Vienna, 1981. P. 395–414.
134. Rogers J. J. W., Adams J. A. S. Handbook of geochemistry //Springer, Berlin, II/3, sections. – 1969. – Vol. 90. P. 442.
135. Rub M.G., Rub, A.K., Salmin U.P., Compositional features of zircon of rare metal granitoids, Geochemistry. 1994. Vol. 11, P. 76-91 (In Russian).
136. Ruzicka V. Geological comparison between East European and Canadian uranium deposits. Geologic Survey Canada, 1971. Pap. 70-48. P. 195
137. Ruzicka V. Vein uranium deposits // Vein-type Ore Deposits. Ore Geology Review, 1993. Vol. 8. P. 247-276.
138. Salman A.B., Shalaby M.H., Nosseir L.M. Gabal Gattar uranium province north Red Sea hills, Egypt//Int Earth Sci Congr Regions. 1994. Vol. 1, P. 89–101.

139. Salman A.B., El Aassy I.E., Shalaby M.H. New occurrence of uranium mineralization in Gabal Gattar, northern Eastern Desert, Egypt//Ann. Geol. Surv. Egypt. 1990. Vol. 16, 31–34.
140. Schandelmeier H. The geochronology of post-Ubendian granitoids and dolerites from the Mambwe area, northern province, Zambia //Rep. Inst. Geol. Sci. 1983. Vol. 83. №. 1. P. 40-46.
141. Shahin H.A.A. Zr-Y-Nb-REE mineralization associated with microgranite and basic dykes at El Sela shear zone, south Eastern Desert, Egypt // Springer Plus, 2014. Vol.. 3. № 573. P.12 .
142. Shalaby M.H. New occurrence of uranium mineralizations GVII, Gabal Qattar uranium prospect, north Eastern Desert, Egypt. Bull Fac Sci Alex Univ. 1995. Vol. 35. №. 2. P. 447–460.
143. Sims P. K., James H. L. Banded iron-formations of late Proterozoic age in the central Eastern Desert, Egypt; geology and tectonic setting //Economic Geology. 1984. Vol. 79. №. 8. P. 1777-1784.
144. Skublov S. G., Li X. H. Anomalous geochemistry of zircon from the yastrebitskoe rare metal deposit (SIMS-and ToF-study) //journal of mining institute. 2016.Vol. 222. P. 798-802.
145. Speer J.A., Solberg T.N., Becker S.W. Petrography of the Uranium-Bearing Minerals of the Liberty Hill Pluton. South Carolina: Phase Assemblage and Migration of Uranium in Granitoid Rocks/Economic Geology.1981. Vol. 76, P. 2162–2175.
146. Stern R. J. Crustal evolution in the East African Orogen: a neodymium isotopic perspective //Journal of African Earth Sciences. 2002. Vol..34. №. 3-4. P. 109-117.
147. Stern R.J. Late Precambrian crustal environments as reconstructed from relict igneous minerals, Central Eastern Desert of Egypt //Ann Geol Surv Egypt. 1979. Vol. 9. P. 9-31.
148. Stern R. J., Hedge C. E. Geochronologic and isotopic constraints on late Precambrian crustal evolution in the Eastern Desert of Egypt //American Journal of Science. 1985. Vol. 285. №. 2. P. 97-127.
149. Streckeisen A. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt, 1976. P.1-15.

150. Vavra G. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study //Contributions to Mineralogy and Petrology, 1990. V. 106. №. 1. P. 90-99.
151. Velichkin V. I., Vlasov B. P. Domal structures and hydrothermal uranium deposits of the Erzgebirge, Saxony, Germany //Geology of Ore Deposits, 2011. Vol. 53. №. 1. P. 74-83. <http://dx.doi.org/10.1134/S1075701511010053>.
152. Voitkevich G.V., Miroshnikov A.E., Povarenikh A.S., Prokhorov V.G., A brief reference book on geochemistry- Moscow// Nedra, 1970. P. 183
153. Watson E.B., Harrison T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types //Earth and Planetary Science Letters. – 1983. Vol. 64. №. 2. P. 295-304.
154. Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis //Contributions to mineralogy and petrology. 1987. Vol. 95. №. 4. P. 407-419.
155. Wilson M. Igneous petrogenesis: A global tectonic approach//London Unwin Hyman. Boston Sydney Wellington. 1989. P. 466 .
156. Zaghoul Z.M., Zalata, A.A., Mashaal, S.E. The varietal features and growth trends of zircons in the granitoid rocks of Gabal El-Shayib area, Eastern Desert, Egypt//Mansoura Bulletin Science.1981.Vol. 8. P. 405–443.
157. Zakaria S.T. Geochemistry and Radioactivity of El Atshan-Wadi Kareem Phanerozoic Volcanics, Central Eastern Desert, Egypt// PhD thesis, Alexandria University, Egypt. P. 119.

In Russian

- 1-Abushkevich V.S., Svyritso L.F. Isotopic-geochemical model of the formation of Li-F-granites of the Khangilay ore cluster in Eastern Transbaikalia, Nauka Publishing House, St. Petersburg, 2007., P.148.
- 2--Bykhover N.A., Konnov L.P. Methodological guide for the assessment of forecast resources, part 1, second edition, 1989.
- 3-Erokhin, Yu. V., Ivanov, K., Hiller, V. V. Accessory mineralization of A-type granitoids from the Tyn'yarskaya basement (eastern part of the West Siberian Plate) // News of the Ural State Mining University. 2013. No. 3 (31). P. 10-17.
- 4-Friedrichsberg D.A. The course of colloid chemistry. St. Petersburg: Lan, 2010. 416 p.

- 5-Ghoneim M.M., Abdel Gawad A.E. Uranium mineralization of vein type in the Eastern desert of Egypt // Bulletin of the Ural Branch of the Russian Mineralogical Society. 2017. No. 14. P. 5-16.
- 6-Ghoneim M.M., Panova E.G. Movable forms of chemical elements of intrusive rocks of the Eastern desert of Egypt (El Sela region) // Zapiski Mining Institute. 2018. T. 234. p. 573-580.
- 7-Oleynikova G. A. Panova, E. G., Rusanova, L. I., Shishlov, V. A. Nanotechnological method for determining the presence and quantity of rare and dispersed chemical elements in rocks, ores and products of their processing // inventions. useful models. Official Gazette of the Federal Service for Intellectual Property, Patents and Trademarks. 2009. No. 10.
- 8-Oleynikova G.A. Panova E.G., Shishlov V.A., Rusanova L.I. Nanotechnological method of determining the presence and quantity of rare and dispersed chemical elements in rocks, ores and products of their processing. Patent RU No. 2370764 // Rospatent. 2010. No. 5. P. 9-10. 73.
- 9-Oleynikova G.A., Panova E.G. Geoinformation resource of analysis of rock nanofractions // Lithosphere 2011. No. 1. P. 83-93. 72
- 10-Oleynikova G.A., Panova E.G. Information resource for the analysis of soil nanofractions. Vestnik St. Petersburg State University. 2007. Ser.7. IN 1. P. 60-66. 71.
- 11-Oleynikova G.A., Panova E.G., Vyalov V.I., Kudryashov V.L., Serbina M.N., Fadin Ya.Yu. Nanotechnological method of extracting rhenium from rocks and ores of black shale formations and their products. Patent RU № 2455237 // Rospatent. 2014. No. 2. P. 4-5.
- 12-Panova E.G., Oleynikova G.A., Fadin Y.Yu. Nanogeochemistry - a new area of geochemistry development // Geology, Ecology and Evolutionary Geography, St. Petersburg: From the Russian State Pedagogical University. A.I. Herzen, 2009. Vol.10. P. 109-116.
- 13-Sklyarov E.V. et al. Interpretation of geochemical data. M.: Internet Engineering, 2001. 288 p.
- 14-Sokolov S.V., Marchenko A.G., Shevchenko S.S. Temporary guidelines for conducting geochemical prospecting in closed and semi-closed areas. SPb.: VSEGEI. 2005. 98 p.
- 15-Syritso L.F. Mesozoic granitoids of Eastern Transbaikalia and the problems of rare metal ore formation // SPb.: Publishing House of St. Petersburg. un-that. 2002. p. 241.

Подписано в печать 15.03.2019 г.
Формат 60×84/16. Бумага офсетная. Печать цифровая.
Усл. печ. л. 13. Тираж 1 экз.
Заказ № 5067.

Отпечатано с готового оригинал-макета заказчика
в ООО «Издательство “ЛЕМА”»
199004, Россия, Санкт-Петербург, 1-я линия В.О., д.28
тел.: 323-30-50, тел./факс: 323-67-74
e-mail: izd_lemma@mail.ru
<http://www.lemaprint.ru>