

Федеральное государственное автономное образовательное
учреждение высшего образования
«ЮЖНЫЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи



Авад Хамди Ахмед Мохамед

**РУДОНОСНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ РАЙОНА УМ-
ТАГИР (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ ВОСТОЧНОЙ ПУСТЫНИ
ЕГИПТА)**

Специальность 1.6.10 - Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых,
минерального сырья (25.00.11)

**ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук**

Научный руководитель
к.г.-м.н., доцент Наставкин А. В.

Ростов-на-Дону – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

	С.
ВВЕДЕНИЕ	3
1. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ	7
1.1. Обзор исследований железных руд в Египте	7
1.2. Полезные ископаемые гранитных пород Восточной пустыни Египта	11
1.3. Степень разработанности темы	14
2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНА УМ-ТАГИР ЦЕНТРАЛЬНО-ВОСТОЧНОЙ ПУСТЫНИ ЕГИПТА	16
2.1. Геологическая характеристика района Ум-Тагир	19
2.2. Анализ данных дистанционного зондирования	33
3. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	50
3.1. Геохимические особенности метавулканокластических и магматических пород района Ум-Тагир	50
3.2. Тип магмы и геодинамическая обстановка формирования метавулканокластических и магматических пород района Ум-Тагир по геохимическим данным	57
3.3. Редкоземельные элементы исследуемых горных пород	59
4. РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	61
4.1. Метавулканокластические и метагабброидные породы комплекса островной дуги	61
4.2. Магматические породы раннеколлизийного комплекса	64
4.3. Магматические породы поздне- и постколлизийного комплексов континентальной коры	69
5. ТИТАНОВО-ЖЕЛЕЗООКСИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ГАББРОИДАХ УЧАСТКА АБУ-МУРАТ	75
5.1. Характеристика рудных тел и минерального состава титан-железооксидных руд	75
5.2. Геохимические особенности рудоносного габбро Абу-Мурат	80
5.3. Геодинамическая обстановка образования рудоносного габбро и природа титан-железооксидных руд в габброидах Абу-Мурат	86
6. ПРИГОДНОСТЬ ГРАНИТНЫХ ПОРОД УМ-ТАГИР ДЛЯ СТРОИТЕЛЬСТВА В КАЧЕСТВЕ ОБЛИЦОВОЧНЫХ КАМНЕЙ	92
6.1. Радиоактивность гранитных пород Ум-Тагирского района	92
6.2. Декоративные и физико-механические свойства гранитов Ум-Тагир	97
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	109
Список литературы	110

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы обусловлена необходимостью получения новых данных о полезных ископаемых Египта и расширения его минерально-сырьевой базы. Центральная область Восточной пустыни считается одним из самых важных мест залежей рудных полезных ископаемых, источником промышленной добычи минералов и металлов в Египте. Поскольку многие шахты являются градообразующими предприятиями, правительство Египта создало огромный проект в районе между городами Кена-Сафага и Эдфу-Марса Аллам. Исследования автора являются составной частью этого проекта создания горнодобывающего кластера региона. Объекты исследований представлены рудоносными магматическими породами, расположенными в Центрально-Восточной пустыне, перспективы которых связаны с минералами оксидов железа и радиоактивными элементами. Экономика Египта остро нуждается в воспроизводстве и использовании железных руд. Большие перспективы использования имеют облицовочные и строительные материалы, предполагаемые ресурсы которых имеются на исследованной территории.

Цель работы: минерагенический прогноз комплексной рудоносности магматических пород района Ум-Тагир.

Основные задачи работы.

1. Детальное изучение геологического строения района Ум-Тагир на основе полевых исследований, анализа результатов региональных геолого-съемочных работ, применения методов дистанционного зондирования Земли.
2. Определение петрологических и геохимических типов горных пород района Ум-Тагир и выделение среди них магматических комплексов, перспективных на полезные ископаемые.
3. Выявление минералого-геохимических особенностей габброидов района Ум-Тагир и их перспектив на титан-магнетитовое оруденение.
4. Оценка радиационной безопасности гранитных пород района Ум-Тагир и их пригодности в качестве облицовочных и строительных материалов.

Научная новизна. Впервые в Центрально-Восточной пустыне Египта обнаружены и определены железорудные минералы (первая регистрация), которые связаны с габброидами в районе Ум-Тагир. На основе полевых наблюдений и данных дистанционного зондирования составлена новая геологическая карта исследуемой области масштаба 1:50 000 с выделением рудоносных комплексов горных пород и их структурных особенностей. Впервые выполнены

анализы физико-механических свойств, радиоактивности гранитных пород района Ум-Тагир и определена пригодность этих пород в качестве строительных и облицовочных камней.

Фактический материал и методика исследований. В процессе полевых работ автором было выполнено более 400 км геологических маршрутов; для получения новых геологических карт исследуемой территории использованы аэрофотоснимки масштаба 1:40 000. В Ум-Тагирском районе отобрано 136 образцов горных пород для петрографических, минералогических и геохимических исследований. В процессе исследований автором описано 104 шлифа, 32 аншлифа. Выполнено 64 рентгенофлуоресцентных анализов (XRF) (АБиБ ЮФУ), 32 анализа микроэлементов методом ELAN-DRC-6100, ICP-MS (ЦЛ ВСЕГЕИ), 20 электронно-зондовых анализов минералов (ЦКП ЦИМС ЮФУ), 171 анализ физико-механических свойств гранитов Ум-Тагир (ДГТУ).

Личный вклад автора включает: проведение полевых исследований; отбор проб; выполнение петрографических описаний пород и руд; сбор и анализ данных геологии, дистанционного зондирования; геохимии; петрохимическую классификацию магматических пород, интерпретацию полученных результатов, обработку материалов с использованием компьютерных программ MS Excel, MS Word, Corel Draw, Surfer, Petrograph, PCI Geomatica 16 software, ArcGIS v10.2.2 software, Rockworks 17 software.

Апробация работы. Основные положения диссертации опубликованы в 20 статьях (2 в печати) и доложены автором на научных конференциях: Международных конференциях «Новые горизонты фундаментальных и прикладных наук» (Египет, Университет Аль-Азхар, 2017, 2019, 2021); Международной научной конференции «Ломоносов» (Москва, МГУ, 2019); конференциях «Неделя науки» Института наук о Земле (Ростов-на-Дону, ЮФУ, 2019, 2020, 2021); IX Международной научной конференции молодых ученых «Молодые - наукам о Земле» (Москва, РГГРУ-МГРИ, 2020); Международной конференции «Современные технологии и инновации в науке и промышленности» (Красноярск, 2020); Международной мультидисциплинарной конференции по промышленному инжинирингу и современным технологиям «FarEastConf» (Владивосток, ДВФУ, 2020); ежегодных молодежных научных конференциях «Юг России: вызовы времени, открытия, перспективы» (Ростов-на-Дону, ЮНЦ РАН, 2020, 2021); международных молодежных научных конференциях «Физика. Технологии. Инновации» (Екатеринбург, УрФУ, 2020, 2021); XV Международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, РГГРУ-МГРИ, 2021); XXII Зимней школе по механике сплошных сред (Пермь, ПФИЦ УрО РАН, 2021).

Структура и содержание работы. Диссертация состоит из введения, 6 глав и заключения, списка использованных источников из 165 наименований. Текст работы изложен на 119 страницах, включая 9 таблиц, 69 рисунков.

В *первой главе* обоснована постановка проблемы, дан краткий обзор и анализ предыдущих исследований, показана степень разработанности темы.

Во *второй главе* показана геология района Ум-Тагир Центрально-Восточной пустыни Египта с анализом данных дистанционного зондирования.

В *третьей главе* дана геохимия горных пород района Ум-Тагир, распределение редкоземельных элементов, по геохимическим данным анализируются типы магм и тектонические обстановки.

Четвертая глава посвящена результатам петрографических исследований неопротерозойских метавулканокластических и метагабброидных пород комплекса островной дуги, магматических пород раннеколлизийного, поздне- и постколлизийного комплексов континентальной коры района Ум-Тагир.

В *пятой главе* приводятся данные по минералогии руд района Ум-Тагир с описанием титаново-железооксидной минерализации в габбро Абу-Мурат.

В *шестой главе* даётся характеристика радиоактивности, декоративных и физико-механических свойств гранитоидных пород Ум-Тагирского района, их пригодности в качестве облицовочных материалов.

Практическая значимость. В результате выполненных исследований установлен новый перспективный промышленный тип магматических железных руд района Ум-Тагир и определена локализация точек минерализации с оксидами титана и железа в габброидах на участке Абу-Мурат. Даны рекомендации для постановки оценочных работ на облицовочные гранитоиды в районе Ум-Тагир.

Основные защищаемые положения.

Тезис 1. В районе Ум-Тагир Центрально-Восточной пустыни Египта на основе интегрированной обработки результатов полевых наблюдений и дистанционного зондирования, анализа геохронологической последовательности, структурных отношений и петролого-геохимических данных выделено четыре комплекса неопротерозойских магматических пород. По данным проведенного геотектонического анализа региона им соответствуют: островодужный сланцево-метагаббровый; раннеколлизийный габбро-тоналит-гранодиоритовый; позднеколлизийный дацит-андезитовый и постколлизийный, представленный монцогранитами и щелочно-полевошпатовыми гранитами.

Тезис 2. Установлено, что габброиды Ум-Тагир включают массивные и рудоносные полосчатые разности. Пластообразные интрузии габбро на участке Абу-Мурат содержат густовкрапленные титаномagnetитовые руды. Рудные тела с содержанием оксидов железа до 17–42 % имеют форму полос и линз, мощностью до 3 м, видимой протяженностью 10–30 м, образуют рудные пачки, мощностью 10–20 м. Рудные минералы представлены гемоильменитом, титаномagnetитом, ильменитом, magnetитом, гематитом и гётитом.

Тезис 3. К нерудным полезным ископаемым по декоративным и физико-механическим свойствам отнесены гранитоиды района Ум-Тагир, которые отличаются суммарным содержанием радионуклидов ЕРН ($A_{эфф}$) в среднем от 50,8 до 121 Бк/кг, что позволяет отнести их к I классу по радиационной опасности (СП 2.6.1.2612-10 «Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности «ОСПОРБ 99/2010») и применять в качестве строительных материалов.

Все защищаемые положения соответствуют паспорту специальности 25.00.11 в области исследований 1: Условия образования месторождений твёрдых полезных ископаемых: геология и генетические модели, геодинамические и формационно-магматические условия образования и закономерности пространственного размещения эндогенных месторождений.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю, к.г.-м.н., заведующему кафедрой месторождений полезных ископаемых ЮФУ А.В. Наставкину; за помощь в исследованиях — директору Института наук о Земле ЮФУ, к.г.н. А.Н. Кузнецову, к.г.-м.н. Ю.В. Попову, к.г.-м.н. Т.В. Шаровой (ЮФУ), д.т.н. В.Д. Котляру (ДГТУ). Диссертант выражает признательность к.г.-м.н. Н.В. Грановской (ЮФУ) за ценные замечания и советы, улучшившие научное содержание диссертации. Особая благодарность профессорам И.А. Элиэлю, А.М. Ораби, доцентам А. Толбе, М. Камелю и ассистенту лектора Р.Э. Вардани (Аль-Азхар университет, Египет) за их труды во время полевых исследованиях.

1. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Выбор направления исследований связан с необходимостью открытия новых объектов полезных ископаемых в Центральной области Восточной пустыни Египта и прежде всего железа, а также гранитного сырья, пригодного для строительных и облицовочных целей.

1.1. Обзор исследований железных руд в Египте

Обычно железосодержащие минералы представлены следующими соединениями железа: магнетитом, Fe_3O_4 (72,4% Fe); гематитом Fe_2O_3 (70% Fe) в дополнение к менее важным также относят гидрогётит, $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (60% Fe); сидерит, FeCO_3 (48,3% Fe); пирит FeS_2 (46,6% Fe) (А. К. Biswas, 2005). Содержание Fe снижается в зависимости от количества присутствующих примесей. В целом качество железной руды в основном зависит от содержания Fe. В большинстве случаев железные руды с содержанием Fe выше 65% считаются рудами с высоким содержанием железа, в рудах со средним содержанием 62–64% и в рудах с низким содержанием Fe менее 58% (С.У. Cheng et al., 1999). Уровень железной руды, используемой в сталеплавильном производстве, был зафиксирован на значении 850 миллионов тонн в конце двадцатого века и должна была достичь более 1,3 миллиарда тонн в течение первой четверти века (F. E. Katrak, 2008). По оценкам, мировые ресурсы железных руд достигают более 800 миллиардов тонн, содержащих около 230 миллиардов тонн Fe (D. J. Jorgen, 2010). Большинство месторождений железа содержат руды с низким содержанием железа – с содержанием менее 30%. В соответствии с избыточным потреблением железной руды (около 10% в год), известные ресурсы железной руды могут быть исчерпаны в следующие 64 года (R. B. Lester, 2006). Следовательно, необходимо найти новые источники железной руды, чтобы дополнить существующие источники, для удовлетворения растущего спроса. Итак, обнаружение и разработка новых месторождений железных руд, особенно качественных, чрезвычайно важны.

В настоящее время египетская экономика нестабильна, причины – нехватка природных ресурсов, которые поддерживают экономику Египта, поэтому египетское правительство должно исследовать экономические ресурсы разными способами. Месторождения рудных полезных ископаемых являются одним из важных ресурсов Египта. Исследуемый район расположен в Центрально-Восточной пустыне Египта. Обычно представляют интерес рудные минералы, так как треть территории Египта – это кристаллические породы. Обнаженные различные породы относятся к северной части Аравийско-Нубийского щита (АНЩ). Центрально-Восточная пустыня считается одним из самых важных мест залежей рудных минералов, полезных ископаемых и металлов в

Египте. Исследованные территории Центрально-Восточной пустыни выделены минералами оксидов железа и радиоактивной минерализацией.

Оксиды железа и титана в районе Ум-Тагир связаны с габброидами. Как правило, основным источником титана в Египте является ильменит. Ильменит присутствует в горных породах в различных местах Восточной пустыни и в черных песках восточной части Средиземноморского побережья (Dawood and Abd El-Naby, 2007; Frihy et al., 1995; Frihy 2007; Frihy and Lotfy, 1997). Ильменитовые и титаносодержащие железные руды известны в Египте по крайней мере в 10 местах. Fe-Ti-оксидные месторождения встречаются в ассоциации с мафит-ультраосновной ассоциацией, имеющей диапазон составов от метагаббро-меланорита до анортозита. Известны месторождения, такие как Хомра-Доум, Абу-Дар, В. Рахабс, Умм-Гинуде, В. Эль-Мия, Умм-Эффейн, Корабканчи, Колмнаб, Абу-Галага, Эль-Эвинат, Эль-Бахария, Умм-Тундба, В. Йойдер и Г. Колменаб. Кораб Канси в дополнение к району Абу-Мурат (рис. 1.1).

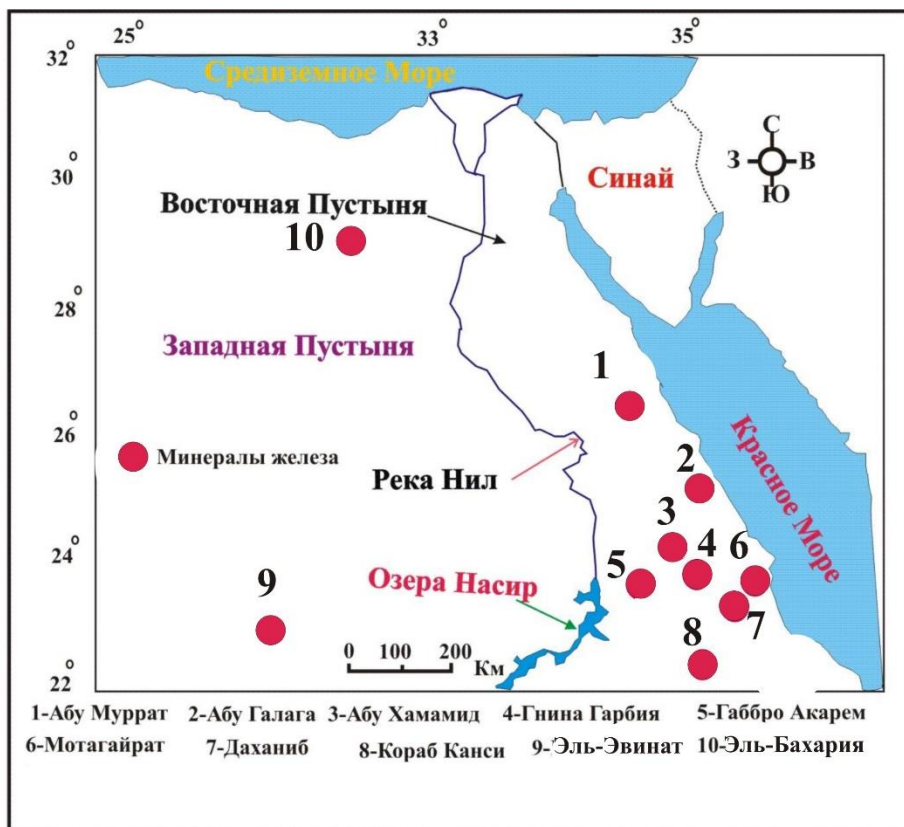


Рис. 1.1. Распределение различных оксидов железа в Восточной пустыне Египта

Два наиболее перспективных с экономической точки зрения месторождения — это месторождения Абу-Галака и Корабканчи. В них руда присутствует в виде массивных линз или вкраплений магнетита, гематита, ильменита, рутила и апатита. Помимо Fe и Ti, главными второстепенными составляющими являются Cr и V, иногда со следами Cu. С этими отложениями

было проведено множество исследований (Hume, 1937; Amin, 1954, 1955; Attia, 1950). Тип руд и распространение: вмещающие породы для титаносодержащих руд восточной пустыни Египта представляют собой габброидные породы, в основном с ограниченным метаморфизмом. В их состав помимо анортозита входят оливиновый габбро, меланит. Месторождения ильменитовых руд сосредоточены в южной части Восточной пустыни (Amin, 1954; El-Shazly, 1959; Basta and Takla, 1968a). Они всегда связаны с габброидами. Руда Абу-Дар содержит значительное количество апатита, который был известен как нельсонитовая руда (апатит-Fe-оксидная руда), особенно на месторождении Колмнаб (Basta and Girgis, 1969). Экономические месторождения железной руды Египта расположены в оазисе Бахария в известняках нижнего среднего эоцена. Основные минералы железа представлены гетитом, гематитом, сидеритом, пиритом и ярозитом. Минералы марганца - пиролюзит и манганит. Минералы ганга - барит, глауконит, гиббсит, алунит, кварц, галит, каолинит, иллит, смектит, палыгорскит и галлуазит.

Геохимическое сравнение руды и песчаника Нубии показало, что руда обеднена остаточными элементами (Al, Ti, V и Ni) и обогащена элементами (Fe, Mn, Zn, Ba и U), что указывает на то, что железная руда Бахария не является латеритным месторождением, несмотря на глубокое выветривание в этой области (Adel A. Dabous, 2002).

Многие проявления неопротерозойского полосчатого образования железа (BIF) изучались и обсуждались в литературе и в разных странах мира (Plyin, 2009), такие как полосчатые образования железа (BIF) из Аравийско-Нубийского щита Египта и Саудовской Аравии (Stern et al., 2013; El-Shazly and Khalil, 2014), Menhouhou из Марокко BIF (Pelleter et al., 2006), Damara из Намибии (Breitkopf, 1988), Rapitan из Канады (например, Klein and Beukes, 1993), Urucum из Бразилии (Klein, Ladeira, 2004) и геосинклиналь Аделаиды из Южной Австралии (Lottermoser, Ashley, 2000). BIF подразделяется на четыре минеральные ассоциации (James, 1992) следующим образом: оксидные фации содержат поверхности магнетита и гематита, силикатные фации, карбонатные фации и сульфидные фации. Пластинчатое железообразование (BIF) определяется как продукты диагенетических и метаморфических изменений богатых железом химически осажденных морских отложений с минимальным содержанием железа 15% (James, 1992; Klein and Beukes, 1993). Тем не менее, Fe и Si палеосреды отложения, парагенетическая последовательность минералов оксида железа и эволюция отложений описаны в других исследованиях (например, Hamade et al., 2003; Pickard et al., 2004). Многие методы и различные модели использовались для источника Fe и Si, которые включают выветривание континентов (например, Garrels, 1987), гидротермальное выщелачивание подводного базальта (например, Holland, 1973) или вулканогенные источники (например, Trendall и Blockley, 1970; Isley, Abbott, 1999; Krapez et al., 2003). Железо и диоксид

кремния образовывались в различных средах от шельфа до глубоководных морских пространств (например, Beukes and Klein, 1990; Pickard et al., 2004). BIF образован вулканическими и вулканокластическими / эпикластическими породами, состав которых варьируется от базальтового до дацитового, но в основном имеет андезитовый или известково-щелочной характер. Эта концепция помогает нам сделать вывод, что египетский BIF предположительно связан с неопротерозойскими офиолитами и островодужными единицами. Месторождения (BIF) представлены небольшими линзами с боковым расширением и размером отдельных рудных тел, исчисляемой десятками метров. Для него характерны первичные осадочные структуры. Вся толща BIF и вмещающих пород подверглась складчатости и надвигам и претерпела региональный метаморфизм, по крайней мере, в условиях фации зеленых сланцев (Khalil I. Khalil et al., 2015). Месторождения железной руды встречаются в районе Муко на юго-западе Уганды (430 км от столицы Кампалы) с 1920-х годов. Тем не менее, он все еще не исследован, и по нему было проведено мало исследовательской работы. Отложения, обнаруженные на шести холмах в районе Кабала / Кисоро, представляют собой гематит с высоким содержанием железа. Точный тоннаж не был определен, но, по оценкам, сырая железная руда составляет 50 миллионов тонн.

Некоторые примеры исследований железных руд в России. Магматические месторождения магнетитовых и титаномагнетитовых руд в России локализованы на Урале. Их примером являются месторождения Качканарской и Кусинской групп, приуроченные к интрузиям габбро, габбро-пироксенитов. О.К. Иванов (1998) наблюдал изоморфизм титана-железа, титана-ванадия и обратный изоморфизм кремния-магния в Качканарско-Гусевогорском комплексе. Он обнаружил что образование постмагматического полевого шпата и горнблендита связаны с габброидными породами, которые характеризуются заметным вкладом титана, ванадия, щелочей и фосфора. Selivanov D.A., Bykhovskiy L.Z., Emelyanov S.A. (2014) обнаружили, что основным рудным минералом Качканарской группы месторождений является магнетит с характерной структурой разложения твердого раствора шпинели и ильменита, что позволяет определить его как титаномагнетит. В других случаях преобладают пластинчатые наросты ильменита в магнетите, расположенные по трещинам спайности, а также рассеянные или в виде групп, ориентированных на одно, два или три направления. Исследователи В.С. Иванченко и др. (2016) пришли к выводу, что магнетизм титаномагнетитовых руд Гусевогорского месторождения в основном связан с одной магнитной фазой, формирование которой связано с условиями кристаллизации первичного рудного расплава. Обычно различие в составе первичного рудного расплава приводило к разному количеству примесных элементов в кристаллической решетке основной магнитной фазы, что приводило к изменению температуры Кюри для всего месторождения в диапазоне 535–570°C, а

также различным показателям наиболее вероятных температур Кюри для Северного и Главного месторождений. Иногда в областях с высоким содержанием хрома появляется вторая магнитная фаза с точкой Кюри 560°C (хром-магнетит или хром-ильменит-магнетит). Обычно в зонах развития окислительных процессов магнетит образуется с точками Кюри от 400 до 480°C.

В работе В.В. Холодного и др. (2016) приводятся петрохимические и геохимические данные и обосновываются условия формирования Ti-Fe-V оруденения Медведевского месторождения на Урале, приуроченного к Медведевскому расслоенному массиву. Здесь авторами выделяется две рудоносные серии пород: амфибол-соссюритизированное ритмично-расслоенное габбро с пластами анортозитов и маломощными пластообразными залежами массивных титаномagnetитовых руд, а также рудное двупироксеновое габбро. Густовкрапленное оруденение образуется в два этапа: ранний кумулятивно-магматический (в ритмично расслоенном амфибол-соссюритовом габбро) и позднемагматический субсолидусный (в рудном двупироксеновом габбро). Элементы петрохимического и геохимического сходства свидетельствуют о едином магматическом источнике, где в результате процессов дифференциации генерировались исходные расплавы. Это является характерным для уральских месторождений в массивах кусинско-копанского комплекса и вероятно объясняет формирование титаномagnetитовой минерализации в габброидах центральной части Восточной пустыни Египта.

1.2. Полезные ископаемые гранитных пород Восточной пустыни Египта

Среди магматических пород Центральной области Восточной пустыни Египта преобладают различные разновидности гранитоидных пород, представленных массивами гранодиоритов, тоналитов, монцогранитов, сиеногранитов. Наиболее известными промышленными скоплениями рудных полезных ископаемых, связанных с данными комплексами кислых магматических пород, являются урановые проявления и месторождения района Эль-Миссикат.

Радиоактивная минерализация широко распространена в различных местах Восточной пустыни и к югу от Синая, урановая минерализация была обнаружена в северной части плутонического массива Гейбл Эль-Миссикат (Bakhit, 1978). Она структурно связана с урановыми месторождениями жильного типа (Abu Dief, 1985, 1992). Уранофан, бета-уранофан, соддиит и ренардит являются основными вторичными минералами урана, связанными с различными типами кварцевых жил (Attawiya, 1983, 1984), тогда как первичные минералы урана представлены уранинитом (Mohamed, 1995) и настураном (Ibrahim, 2002). Osmond и др. (1999) предположили, что вторичные минералы урана в центральной части Восточной пустыни Египта образовались в период от 15000 до 60000 лет и что лабильный уран в прилегающих породах адсорбировался после

этого. Moharem (2000) предложил модель вторичной урановой минерализации месторождения Габал Эль-Миссикат, используя гидротермальную концепцию локальной урановой минерализации в зонах сдвига, но поверхностные вторичные минерализации обусловлены окислением урана и адсорбцией на поверхности глинистых минералов и оксидов железа. Raslan (2001) представил данные, что урановые оруденения на месторождении Эль-Миссикат обычно представлены светло-желтыми вторичными минералами урана (в основном уранофаном и бета-уранофаном), редко вкрапленными в зонах сдвига и обычно связанными с особенностями интенсивных изменений, такими как окварцевание, ожелезнение и каолинизация.

Abbdallah (2004) изучил некоторые поверхностные и подземные разрезы уранового месторождения Эль-Миссикат. Он сопоставил распределение радиоэлементов в скважинах Эль-Миссикат (MS-2 и MS-3) и выявил, что: 1) для каждой скважины обнаруживается более одной радиоактивной аномалии, и самая высокая из них связана с основной зоной сдвига; 2) эти радиоактивные аномалии связаны в основном с концентрацией урана, а не с концентрацией тория; 3) радиоактивные аномалии не связаны ни с одной из сульфидных зон, а в основном связаны с зонами гетита. Автор пришел к выводу, что магматическая дифференциация играет небольшую роль в обогащении урана, в то время как вторичные процессы играют основную роль. Amer et al., (2005) заявили, что уран, молибден, золото, флюорит и сульфидные минералы (галенит и пирит) обладают высоким потенциалом концентрации в магматизме более поздней стадии. Abu Dief и El-Tahir (2008) обнаружили новую радиоактивную аномалию на северо-западной окраине plutonic massiva Эль-Миссикат. Они зафиксировали 9 аномальных радиоактивных пятен вдоль этой новой аномалии. Они также заявили, что минерализация урана связана с яшмовидными кремнистыми материалами в трещинах растяжения, которые имеют направление северо-западно-юго-восток и круто направлены в северо-восточном направлении. Высокая концентрация радиоактивных элементов в гранитных породах не позволяет использовать их в качестве поделочных камней, например, в районе Эль-Миссикат.

В районе Ум-Тагир гранитные породы изучены слабо. Здесь не было зафиксировано важных скоплений радиоактивных элементов, а также других металлических полезных ископаемых, представляющих промышленный интерес. Однако наши исследования показали, что сами кислые магматические породы Ум-Тагир могут являться сырьем для производства облицовочных, строительных материалов, так как имеют хорошие декоративные свойства и хорошо обнажены. В Египте облицовочные камни имеют большой спрос. Известные разработки ведутся на Синае и в долине Нила (Raimondo Ciccu and Hany Hamdy, 2005). Они представлены мрамором, порфиоровидными вулканическими породами, гранитами. В районе Ум-Тагир гранитные

породы до настоящего времени не рассматривались как облицовочное и строительное сырьё, поэтому не были изучены их физико-химические особенности и естественная радиоактивность.

Изучению естественной радиоактивности горных пород в целом посвящено множество работ. В исследовании Ya-xin (Yang et al., 2005) была измерена концентрация радиоактивности в почвах региона Сячжуана, Китай, чтобы понять фоновые концентрации радиоактивности в гранитной местности. Они использовали метод гамма-спектрометрии высокого разрешения HPGe для измерения урана, тория и калия в образцах почвы Хишунг. Сообщенные концентрации активности урана, тория и калия варьировались от 40,2 до 442, 32,6 до критерия. 88,1 и 442–913 Бк/кг, соответственно. В исследовании (Örgün et al., 2005) определены естественные уровни радиоактивности в гранитных плутонических массах в юго-восточной части Эскишехира, Турция. Они обнаружили, что измеренные концентрации активности ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K варьировались от 43 до 651 Бк/кг со средним значением 186,7 Бк/кг, от 51 до 351 Бк/кг со средним значением 200,4 Бк/кг. 1 и от 418 до 16181 Бк/кг при среднем значении 1161,7 Бк/кг, соответственно. В Греции (Pavlidou et al., 2006) проделали аналогичную работу с гранитами, которые используются в качестве строительных материалов и импортируются в Грецию в основном из Испании и Бразилии. Они применили метод гамма-спектрометрии для измерения и выявили диапазоны естественных радионуклидов в гранитных образцах. Определенные концентрации ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K варьировались от 1 до 170 Бк/кг со средним значением 64 Бк/кг, от 1 до 354 Бк/кг со средним значением 81 Бк/кг и от 49 до 1592 Бк/кг. Бк/кг со средним значением 1104 Бк/кг, соответственно. В исследовании (Sannappa, et al., 2010) участники измерили содержание радия, тория и калия в образцах почвы и горных пород в гранитных регионах штата Карнатака в Индии. Средние значения концентрации активности ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K в граните Карнатаки, по их данным, составляют 52,9 Бк/кг, 73,8 Бк/кг, 750,1 Бк/кг, соответственно. В США (Kitto et al., 2009) провели исследование по оценке гамма-излучения от природных и искусственных декоративных камней. Среди исследованных образцов были образцы пород природного гранита. Средние значения концентрации ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K в образцах гранита составили 31 Бк/кг, 61 Бк/кг, 1210 Бк/кг, соответственно. Что касается радиационных рисков, индекс радиации и измерения с помощью радиометра показали, что годовые эффективные мощности дозы из-за воздействия гамма-излучения, испускаемого гранитными образцами в течение 1 часа в день, часто были низкими, но могут достигать 1 мЗв. у-1. В работе (Joshua et al., 2009) участники исследовали природные радионуклиды и опасности образцов гранитных пород, отобранных на юго-востоке Нигерии, с использованием метода гамма-спектрометрии. Они определили, что средние значения концентраций ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K в исследованных образцах гранита составляют 129 Бк/кг, 131 Бк/кг и 882 Бк/кг, соответственно.

Также они использовали индексы опасности, чтобы определить пригодность образцов гранита для строительства в отношении их радиологической опасности. Результаты, полученные для эквивалентной активности радия и индекса внешней опасности (384 Бк/кг и 1,04), показали, что образцы гранита превышали рекомендуемые пределы 370 Бк/кг и 1, соответственно. В исследовании (Todorović et al., 2017) была обнаружена концентрации ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в промышленных образцах каолинизированного гранита, импортированных в Сербию с рудника Мотахица, Босния и Герцеговина. Концентрация ^{226}Ra составляла от 61 до 319 Бк/кг, ^{232}Th - от 44 до 272 Бк/кг, а концентрация ^{40}K – от 590 до 1470 Бк/кг. Тодорович и его команда вычислили гамма-индекс (I_γ), который оказался выше 2, что превышает дозу освобождения. (Anjos et al., 1994) провели исследование распределения радионуклидов в бразильских промышленных гранитах, используемых в качестве строительных и декоративных камней. Сообщенные концентрации ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K варьировались от 5,2 до 169 Бк/кг со средним значением 31 Бк/кг, от 4,5 до 448,5 Бк/кг со средним значением 73 Бк/кг и от 190 до 2028 Бк/кг при среднем значении 1648 Бк/кг. соответственно.

Согласно российским нормативным документам (СП 2.6.1.2612-10 «Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности «ОСПОРБ 99/2010»), горные породы, используемые как строительные материалы, должны иметь суммарное содержание радионуклидов ЕРН ($A_{\text{эфф}}$) ≤ 370 Бк/кг. В связи с этим представляется важным определить радиоактивную безопасность гранитных пород, широко развитых в районе Ум-Тагир.

1.3. Степень разработанности темы

Обзор предыдущих исследований показывает недостаточную степень разработанности выбранной темы работы и геологической изученности данной территории. Необходимость изучения минерагенических особенностей Центрально-Восточной пустыни Египта обусловлена высокими перспективами данной территории на рудные полезные ископаемые, а также сырье для производства строительных и облицовочных материалов.

При проведении исследований автор использовал результаты региональных геологосъемочных работ: геологическую карту Сафагской площади масштаба 1:100 000 (Basement rocks of Safajan Quadrangle, Egypt, 1987) под редакцией А.А. Dardir, I. Khalaf, E Matter, M. Aziz; геологическую карту Египта масштаба 1:500 000 (Сопосо, 1987), официальные геологические карты Египта EGSM (1979, 1981).

Однако на сегодняшний день в центральной области Восточной пустыни Египта не разработана надежная крупномасштабная геологическая основа для прогнозирования и поисков

полезных ископаемых. Это затрудняет решение многих геологических проблем. Так, до настоящего времени остаются нерешенными многие геодинамические и петрологические вопросы, остаются проблематичными генезис, условия локализации и состав железных руд в районе Ум-Тагир, перспективы освоения нерудных полезных ископаемых. В связи с этим в настоящем диссертационном исследовании рассматриваются следующие геологические объекты.

1. Магматические комплексы района Ум-Тагир, объединяющие вулканогенные и интрузивные образования неопротезойского возраста на основе их совместной локализации, хронологической последовательности, структурных отношений, петрологических и геохимических данных.
2. Малоизученные пластообразные полосчатые интрузии габброидов участка Абу-Мурат района Ум-Тагир, для которых автором впервые определены перспективы на титан-магнетитовые руды магматического генезиса.
3. Гранитоиды района Ум-Тагир, впервые рассматриваемые как облицовочное и строительное сырье, вследствие их допустимых норм радиоактивности, хороших декоративных и физико-механических свойств.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНА УМ-ТАГИР ЦЕНТРАЛЬНО-ВОСТОЧНОЙ ПУСТЫНИ ЕГИПТА

Основные исследования проводились на объектах района Ум-Тагир, расположенного на крайней северной границе Центрально-Восточной пустыни Египта, к западу от города Сафага (рис. 2.1). Его площадь составляет около 900 км², между координатами 33°35'00" и 33°50'00" долготы и 26°35'00" и 26°49'00" широты. Район характеризуется как низким, так и относительно высоким рельефом от 599 до 1032 м над уровнем моря (рис. 2.2). Он является частью территории, связанной с неопротерозойской эволюцией Северо-Аравийско-Нубийского щита в северо-восточной части Африки, который относится к Восточно-Африканскому орогену, в результате образования аккреционного плато в ходе консолидации Гондваны (Gass, 1982; Stern, 1994; Kröner et al., 1994; Abd Elsalam and Stern, 1996). На обобщенном рисунке показаны три основных части, которые сформировали окончательную конфигурацию большой Гондваны, в то время как Восточноафриканский ороген возник в результате столкновения и объединения ландшафтов Аравийско-Нубийского щита (ANS) с кратонами Сахары и Конго-Танзании на западе и территории Азания и Афиф на востоке, составляющие один из нескольких континентальных блоков между Индийским щитом и Конго-Танзанийско-Бангвенлийском кротоном (Collines and Pisarrisky, 2005).

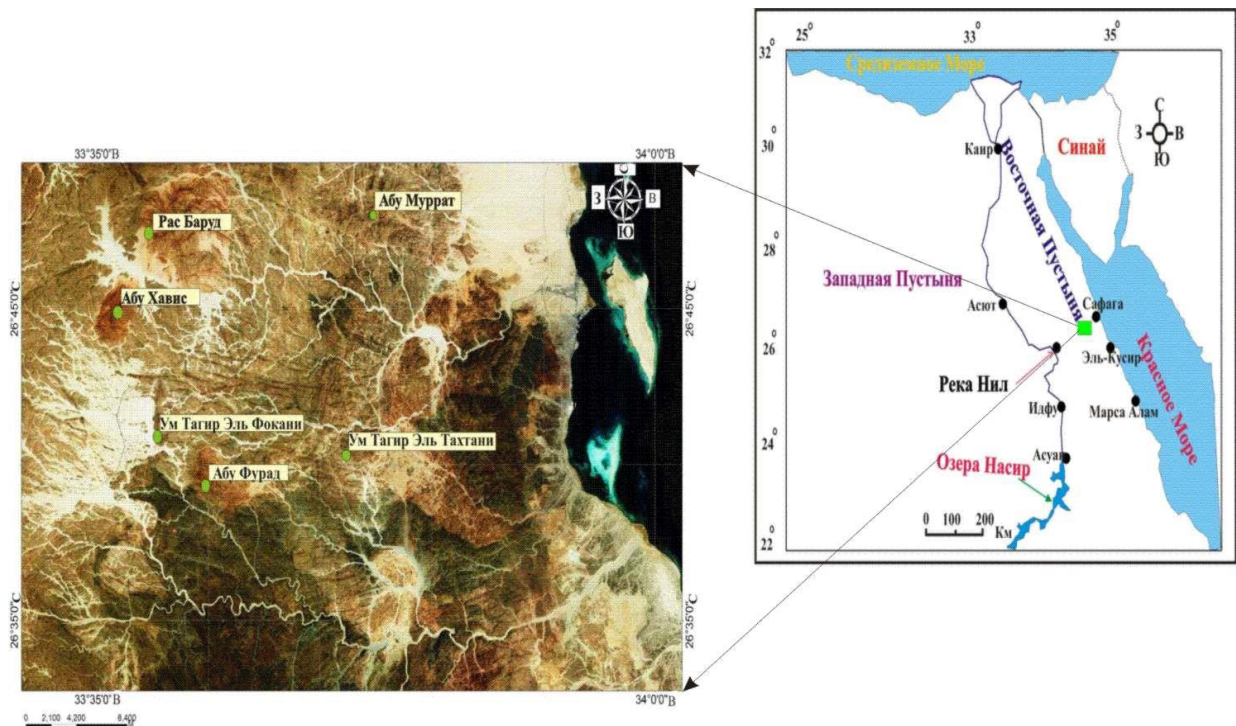


Рис. 2.1. Sentinel-2B 421 на изображении в формате (RGB), показывающем местоположение исследуемой области

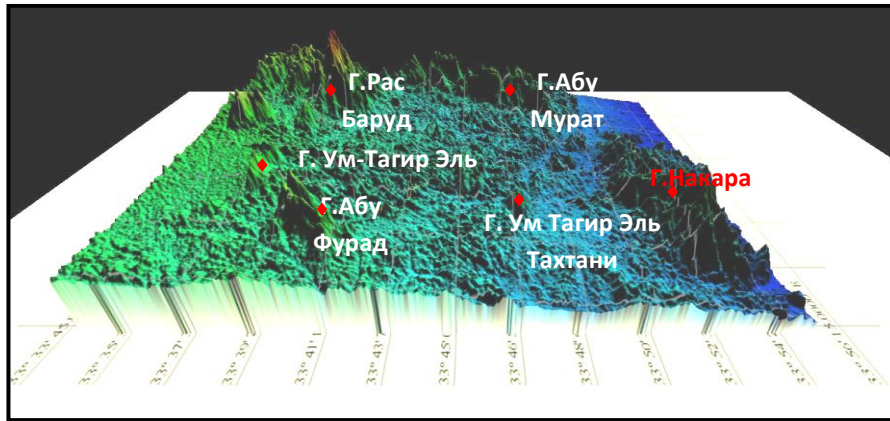


Рис. 2.2. Изображение (Aster DEM) показывает топографические особенности района исследования

Аравийско-Нубийский щит, как правило, представляют в качестве одного из крупнейших пространств мантийной ювенильной неопротерозойской коры в мире, которая простирается более чем на 3500 км в длину и более чем на 1500 км в ширину, с другой стороны, где находится часть Африканского орогена (BAO). Площадь Аравийского Нубийского щита составляет около $2,7 * 10,6$ км² (Johnson, 2011). Породы протолита в северной части ВНС относятся к среднему-позднему криогению (~ 780-680 млн лет), в остальном исследуемый район относится к типу пород, выходящим на край северо-западной части ВНС и относящимся к позднему криоген-эдиакарскому возрасту (~ 690-600 млн лет) (Johnson, 2014).

Обнаруженные различные горные единицы исследуемой области принадлежат северной части Аравийско-Нубийского щита (АНЩ), которые начали формироваться около 870 млн лет и сложились около 620 млн лет назад, когда конвергенция между фрагментами восточной и западной Гондваны ограничили Мозамбикский океан вдоль побережья - Восточноафриканско-антарктический ороген (BAO) (Stern, 1994; Jacobs, Thomas, 2004). ВНС характеризуется четырьмя основными литологическими компонентами: супракрустальной толщей ювенильной дуги, офиолитами, гнейсовым ядром и интрузией гранитов (Shalaby et al., 2005) (рис. 2.3).

Согласно полевым наблюдениям, исследуемый район расположен вдоль самой большой зоны сдвига (зона сдвига Кена-Сафага, El Gaby et al., 1988), поэтому область, затронутая этой зоной сдвига, демонстрирующая метаморфические и неметаморфические магматические породы, покрывает исследуемую область. Метаморфические породы представлены метавулканокластическими толщами и метагаббро, в то время как неметаморфические породы представлены габброидами, тоналитами, гранодиоритами, доханскими вулканитами, монцогранитами и щелочно-полевошпатовыми гранитами, а также дайками различного состава.

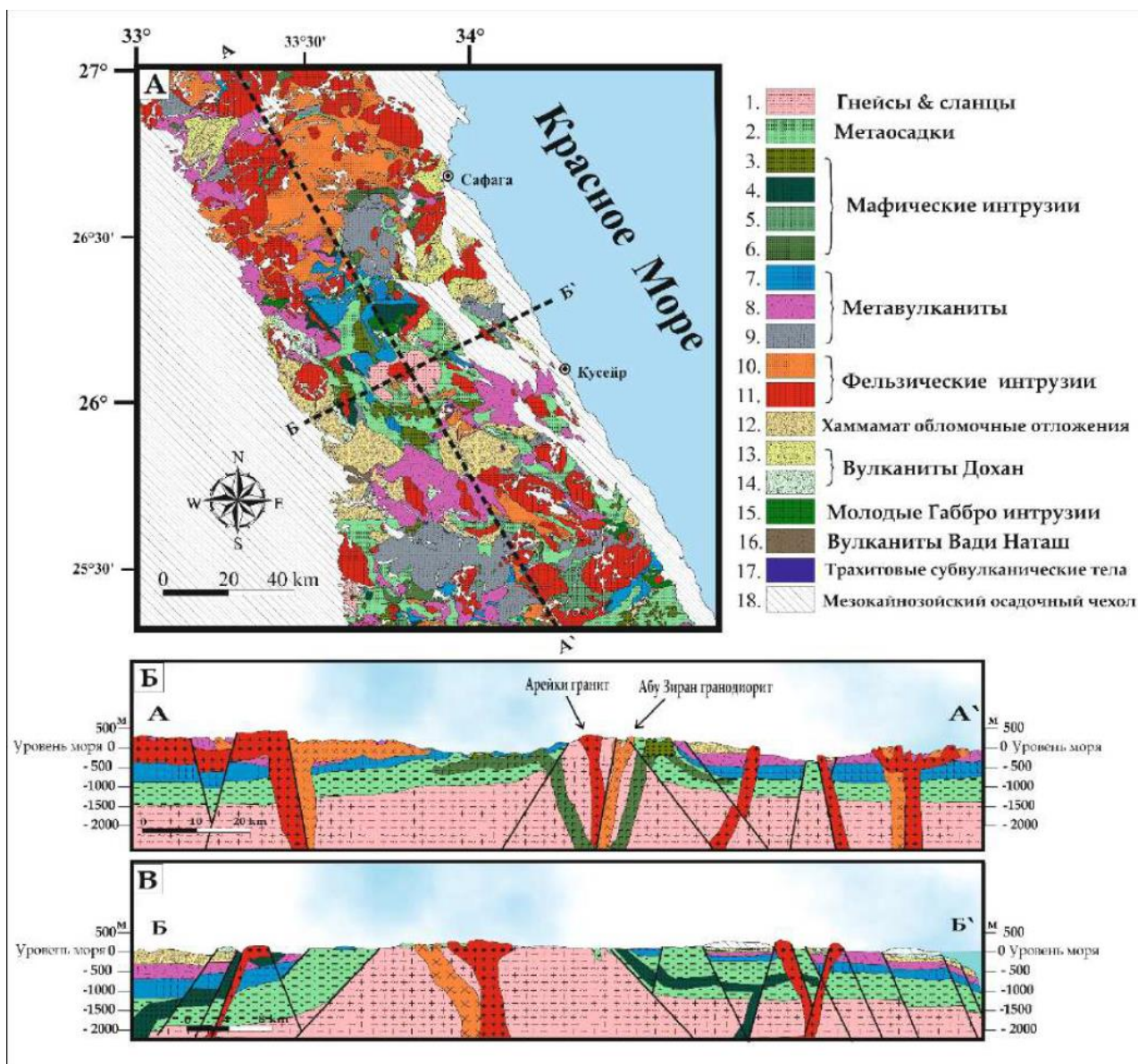


Рис. 2.3. Геологическая карта центральной части Восточной пустыни Египта (по Conoco, 1987) и схематические геологические разрезы (по EGSMA, 1979) с редакцией М. Мосстафа (2019)

Исследуемое место обычно называют западной дугой ANS (океаническая дуга местности ANS) (Stoester and Forst, 2006; Ali et al., 2009; Johnson et al., 2011), эта океаническая местность, упомянутая выше, сталкивается и объединяется с территориями Афиф и Татлит, образовавшимися в период между 680 и 640 млн лет назад, с образованием нового блока континентальной коры (протоАравийско-Нубийский щит) (pANS) (Johnson et al., 2011). Кроме того, изученные низкосортные метаморфические породы океанических ландшафтов вдоль сдвиговой зоны Кена-Сафага представляют собой часть более древней верхней коры, которая надвигается на более молодую нижнюю кору гнейсов и мигматитов высоко-метаморфических пород (Abu El-Leil et al., 2015).

Изученные обнаженные горные образования представляют собой часть северо-западного Аравийского Нубийского щита, который разделен на две основные территории: магматические породы океанической дуги (метавулканокластические толщи и метагаббро), за которым следуют магматические породы континентальной дуги (поздний и постмагматизм). Несколько исследователей изучали Ум-Тагир вдоль дороги Кена-Сафага (Hume, 1934; Akaad et al., 1973; Habib, 1972; 1987; El Gaby and Habib, 1982; El Gaby et al., 1988; Fowler et al., 2006; Kamal El-Din and Abd Elkareem, 2018).

2.1. Геологическая характеристика района Ум-Тагир

Исследованные горные породы относятся к периоду позднего криогенно-эдиакарского магматизма Восточноафриканского орогенеза (ВАО), они представлены комплексом островных дуг (рельеф океанической коры) (Johnson et al., 2011; Johnson, 2014) и территорией континентальной коры. Океанический рельеф представлен метавулканокластической толщей и фрагментами островных дуг и метагаббро, в то время как территория континентальной коры представлена различными магматическими породами ранне-, поздне- и посторогенного происхождения, такими как габбро, тоналиты, гранодиориты, андезиты и дациты докханского вулкана, монцограниты, щелочно-полевошпатовые граниты и дайки различных типов.

На основе интегрированной обработки данных дистанционного зондирования, анализа результатов региональных геолого-съёмочных работ и полевых наблюдений автором создана геологическая карта района Ум-Тагир масштаба 1:50 000, на которой представлены главные комплексы горных пород (рис. 2.4).

Анализ данных о совместной локализации магматических и вулканокластических образований района Ум-Тагир, их структурных взаимоотношений, геохронологических характеристик позволил автору выделить четыре главных магматических комплексов, которые были подтверждены данными петрологии, геохимии, представленными в последующих главах. По результатам проведенного геотектонического анализа региона им соответствуют: островодужный сланцево-метагаббровый; раннеколлизийный габбро-тоналит-гранодиоритовый; позднеколлизийный дацит-андезитовый и постколлизийный, представленный монцогранитами и щелочно-полевошпатовыми гранитами (рис. 2.5).

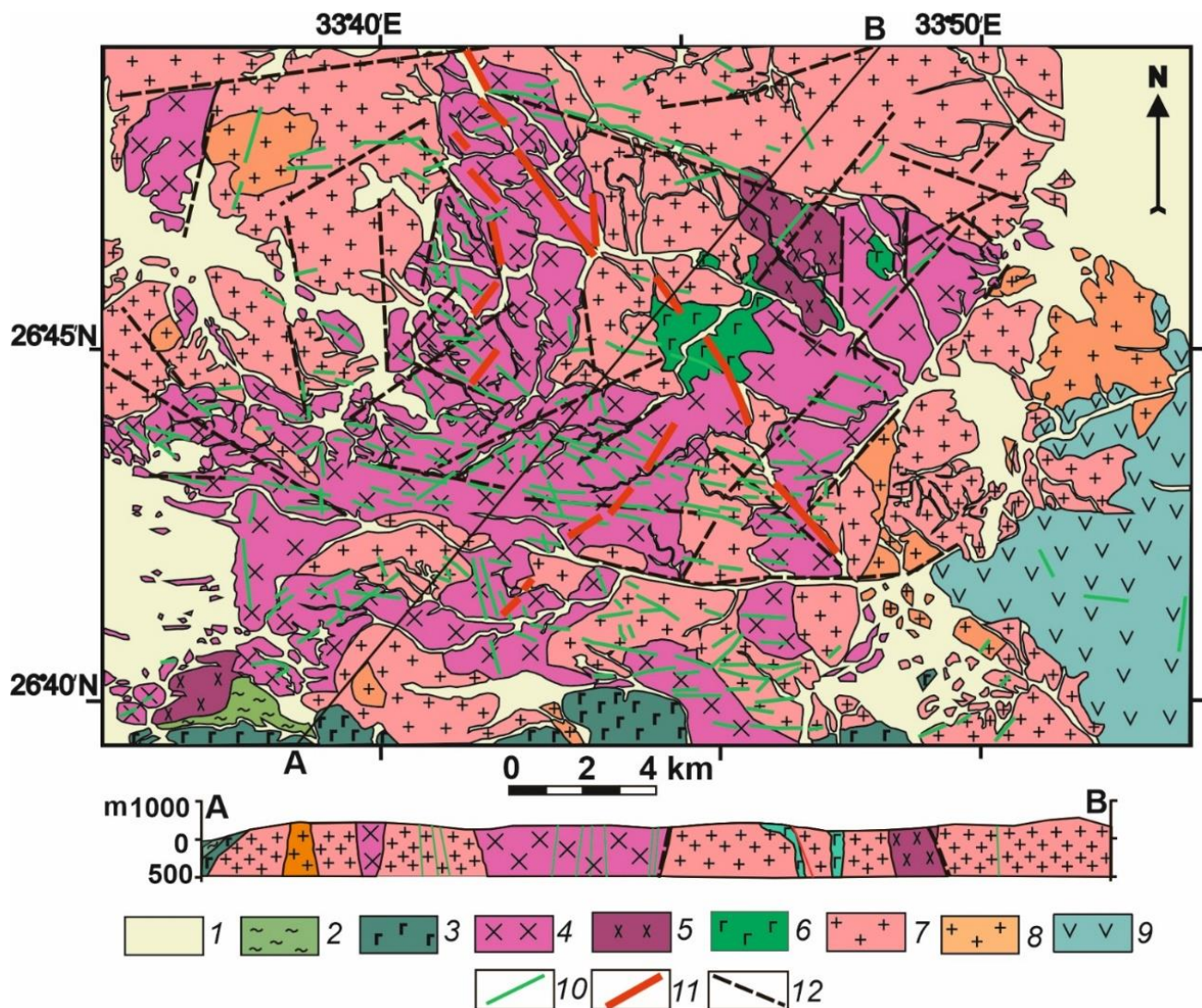


Рис. 2.4. Геологическая карта района Ум-Тагир, созданная на основе интегрированной обработки данных региональных геолого-съёмочных работ, дистанционного зондирования и полевых наблюдений автора:

Четвертичные образования: 1 – песок, галечник, конгломераты. *Неопротерозойские образования:* 2 – метавулканокластиты (сланцы амфибол-роговообманковые); 3 – метагаббро Абу-Фурат; 4 – гранодиориты; 5 – тоналиты; 6 – габбро Абу-Мурат; 7 – монцограниты; 8 – щелочно-полевошпатовые граниты; 9 – андезиты, дациты вулкана Дохан (Кена Сафага); 10 – дайки основного состава; 11 – дайки кислого состава; 12 – разломы.

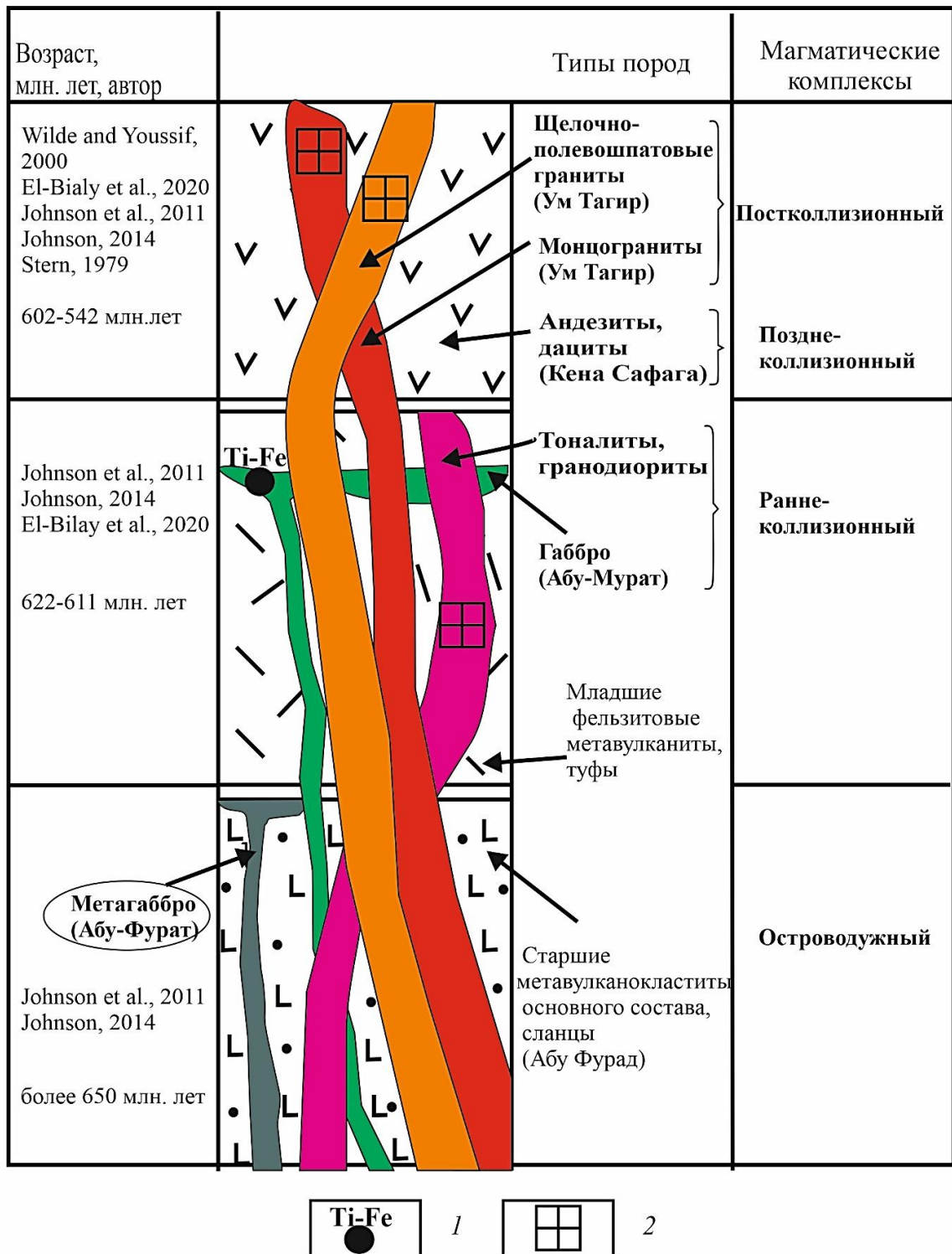


Рис. 2.5. Схема взаимоотношений неопротерозойских интрузивных и вулканогенных пород в районе Ум-Тагир Центрально-Восточной пустыни Египта:

1 – проявления титаномagnetитовой минерализации в габброидах; 2 – проявления облицовочных камней.

Островодужный комплекс представлен метавулканокластической толщей и метагаббро, возраст которых по данным (Johnson et al., 2011; Johnson, 2014) датируется более 650 млн. лет.

Метавулканокластические породы. Эти породы считаются более древними скальными единицами картированной области, представляют около 2 % обнаженных горных пород, они расположены в южной части исследуемой области в Гейбл-Абу-Фураде (см. рис. 2.4).

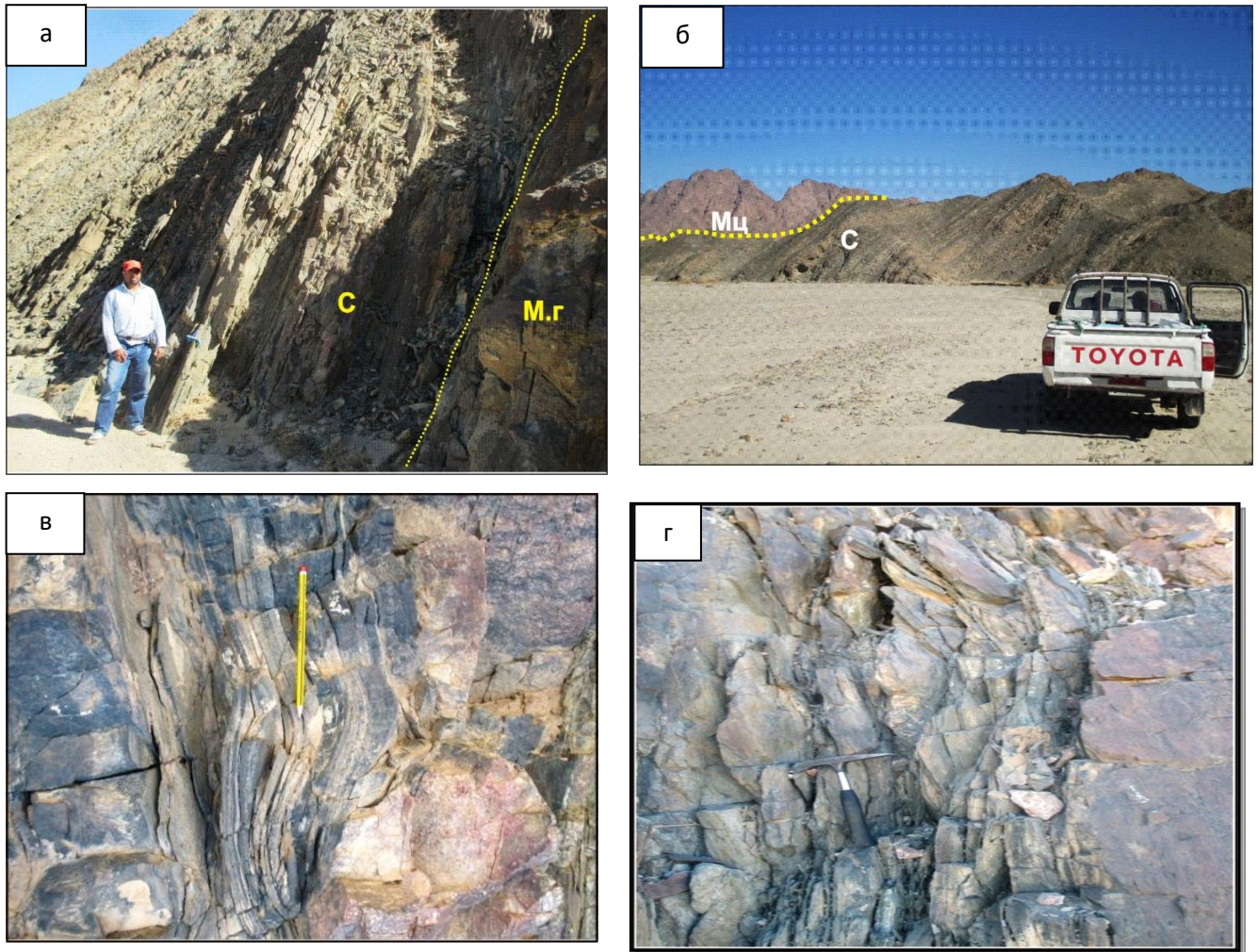


Рис. 2.6. Фотографии обнажений горных пород:

а – метавулканокластические породы (С), интрузивный метагаббро (М.г); **б** – резкий контакт между монцогранитом (Мц) и метавулканокластитами (С); **в** - незначительная складчатая структура в метавулканокластитах около Абу-Фаруд; **г** - хорошо развитая рассланцованность с чередованием белых и черных тонких слоев метавулканокластических пород.

Метавулканокластические толщи представлены низменностями со стыками с породами метагаббро и имеют резкий контакт с монцогранитами (рис. 2.6 а, б). В основном они различаются по цвету, составу и размеру гранул от мелкозернистых до очень мелкозернистых, метавулканокластические толщи характеризуются складчатой структурой (в соответствии с компонентами упругих минералов, содержащихся в породе) и сланцевой структурой (рис. 2.6 в, г),

очень распространена тонкая ламинация, иногда образующая ленточную форму, что предполагает, что все эти слои были сформированы в морской среде.

Метагаббро расположены в южной части района Ум-Тагир и составляют около 3 % обнаженных горных пород исследуемого района (см. рис. 2.4). Характеризуются низкими холмами и умеренным рельефом по сравнению с другими окруженными скальными образованиями. Как правило, преобладает метагаббро однородное по составу и цвету. Метагаббро сложено массивными породами, в большинстве случаев с трещинами (рис. 2.7 а).

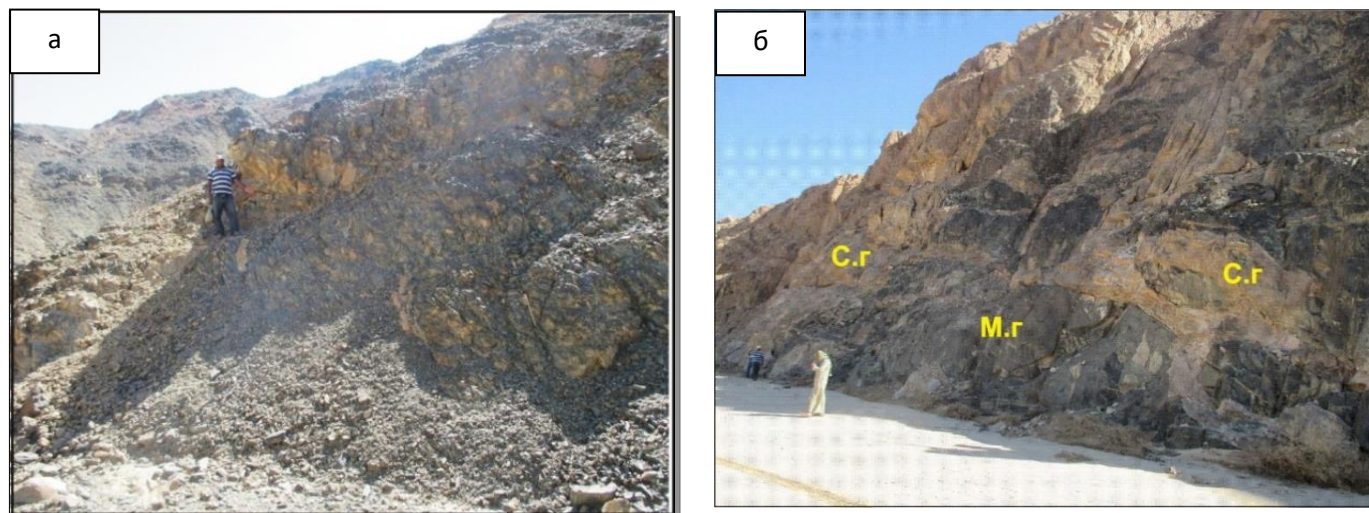


Рис. 2.7. Фотографии, показывающие: а) сильно выветрившиеся и сильно расланцованные метагаббро; б) инъекции из тоналит-гранодиоритов (С.г) в метагаббро (М.г) на Гейбл Абу-Фурад

Коллизионные комплексы представляет собой большую часть нанесенной на карту территории.

Раннеколлизионный комплекс включает образования континентальной вулканической дуги – неметаморфизованные габбро Абу-Мурат и группу древних гранитов: тоналитов, гранодиоритов.

Габбро представлено двумя типами – массивными и плосчатыми габбро, что по (Augland et al., 2011) соответствует терминам «неслоистыми» и «многослойными» габбро. Все два типа – полосчатые и массивные габбро, представлены небольшими массами умеренного рельефа на западной стороне Гейбл Ум-Тагир (см. рис. 2.4). Интрузии массивных габбро имеют северо-западное и юго-западное простирание и представлены умеренно-слабым рельефом (рис. 2.8а). Они характеризуются средними и крупнозернистыми массивными породами, от темно-серого до темно-зеленоватого цвета, сильно деформированными, иногда гладкими, обычно с одним набором крутопадающих трещин с преобладающим простиранием 235° . Выходы пород иногда имеют сфероидальную форму из-за выветривания и расслоения (рис. 2.8 б). Как правило, массивные

габбро прорваны гранодиоритом и монцогранитом с резким магматическим контактом между тоналит-гранодиоритовыми породами и габбро (рис. 2.9 б), последние иногда проявляются в виде крупных ксенолитов (рис. 2.9 а). Пластообразные (силлообразные) тела полосчатых габбро представлены небольшими и средними массами в центре исследуемой области (см. рис. 2.4), которая низмена и сильно деформирована. В пластообразных телах габбро часто содержатся полосчатые скопления вкрапленной титаномагнетитовой минерализации, преобладающей в нижних частях интрузий. Полосчатость в габбро имеет азимут простирания 120° угол падения 30° на ЮЗ, скопления рудной минерализацией имеют одинаковое направление с залеганием пластообразных тел рудовмещающих габбро.

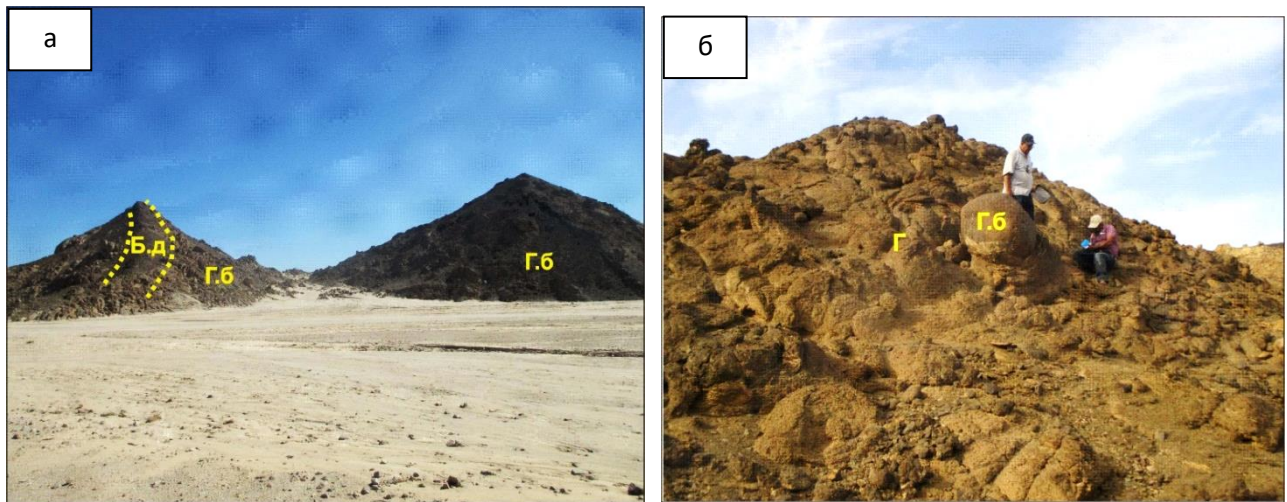


Рис. 2.8. Фотографии, показывающие: а) низкие холмы из габброидов; б) сфероидальную форму габбро (Г.б) в виде ксенолитов в гранодиорите (Г) в Вадии-аль-Баруд

Габбро Абу-Мурат пересекаются кварцевыми жилами в направлении юго-запада. С другой стороны, исследованные габбро в изучаемом районе подвержены влиянию множества даек, состав которых варьирует от долеритов до андезитов, и размер достигает от нескольких сантиметров до нескольких метров, а также изменяется в направлениях СВ-ЮЗ-Восток и ЮЗ (рис. 2.9 д). Также исследуемые габбро прорезаны большой дайкой мелкозернистого гранита (лейкократового гранита) с направлением 220° Ю.Ш. / 11° Ю.В.; эта дайка характеризуется твердыми скалами и умеренным рельефом, размером 25 м и длиной более 15 км.

Изученные ранние коллизионные гранитные породы покрывают большую часть картированной территории и делятся на *тоналиты*, *мигматитовые гранодиориты* и *массивные гранодиориты*. Как правило, породы смешаны друг с другом, содержание гранодиорита увеличивается к западной стороне вокруг Вадии Ум-Тагир Аль-Фукани. Тоналит-гранодиоритовые породы простираются дальше на восток, слагают собой западную часть огромного тоналитового

батолита Баруда (Baroud Gneisses of Hume, 1935), простирающегося через всю территорию к западу от Сафаги (Fowler et al., 2006). Гранодиориты и тоналиты прорваны интрузиями более поздних монцогранитов. В монцогранитах также содержатся ксенолиты тоналитов. По данным (Johnson et al., 2011; Johnson, 2014; El-Bialy, 2020) габбро-тоналит-гранодиоритовый комплекс имеет возраст 622–611 млн. лет.

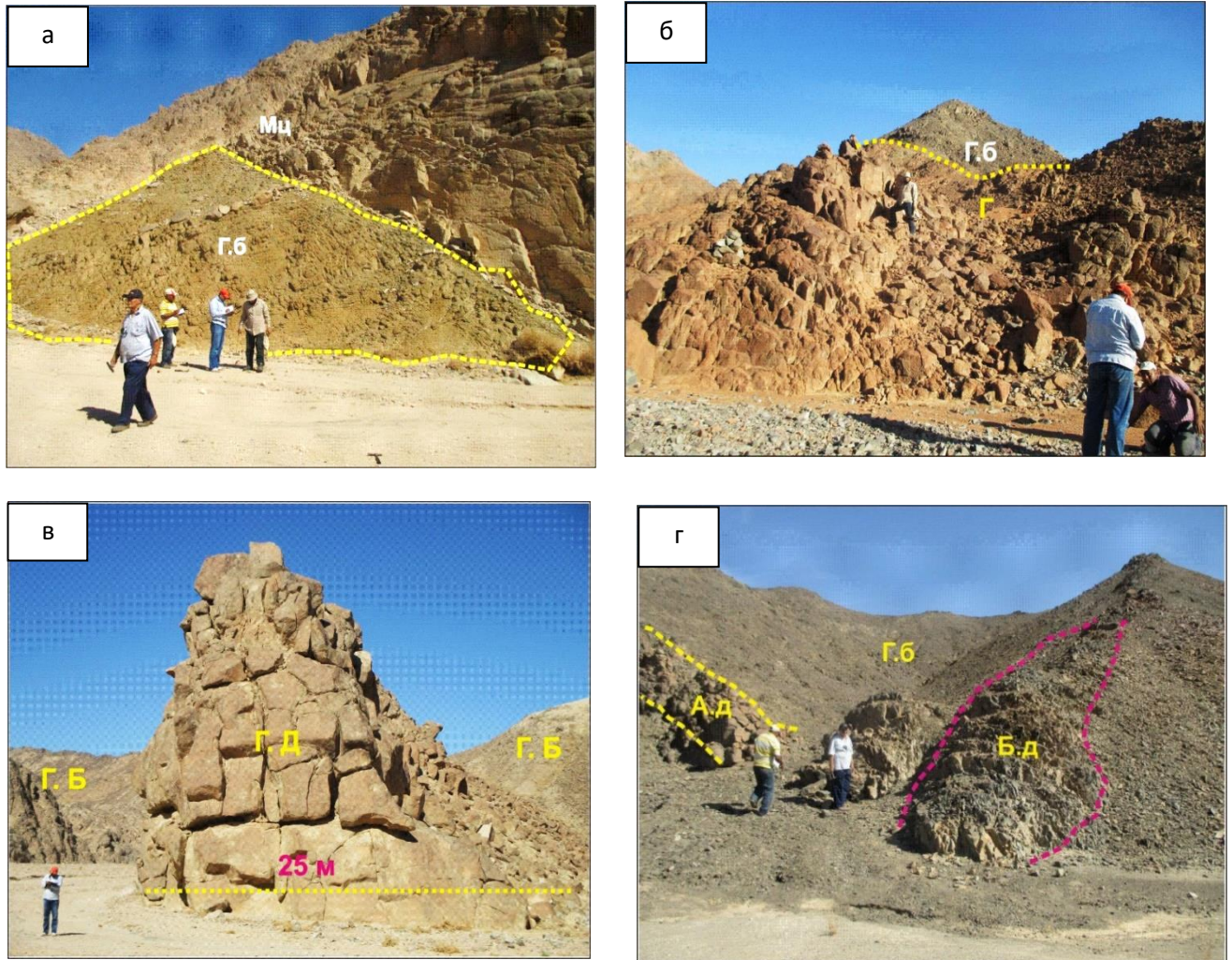


Рис. 2.9. Фотографии, показывающие: **а)** большие ксенолиты габброидов (Г.б) в монцограните (Мц) в Вад-аль-Баруд; **б)** резкий контакт между тоналитом-гранодиоритом (Г) и габбро (Г.б) в качестве подвески крыши; **в)** габбро; **г)** габброиды (Г.б), прорванные северо-западным простиранием андезитовой дайки (А.д) и восточно-западным простиранием дайки базальтов (Б.д).

Тоналиты ограничены на юго-западе исследуемой области и представляет собой около 13% ранних коллизионных гранитных пород, которые характеризуются серым цветом и невысокими холмами, представлен непосредственно монцогранитом и пересечением в метагаббро, а также имеется несогласованность между четвертичными породами (конгломератом) с тоналитом. Иногда конгломерат характеризуется валунами и округлой формой обломков, залегание этих конгломератов происходит в направлении 55° к северо-востоку и к юго-востоку 54° . (рис. 2.10 а).

С другой стороны, монцограниты содержат некоторые тела из тоналитовых пород в виде больших тел (кснолитов), как показано на (рис. 2.10 б).

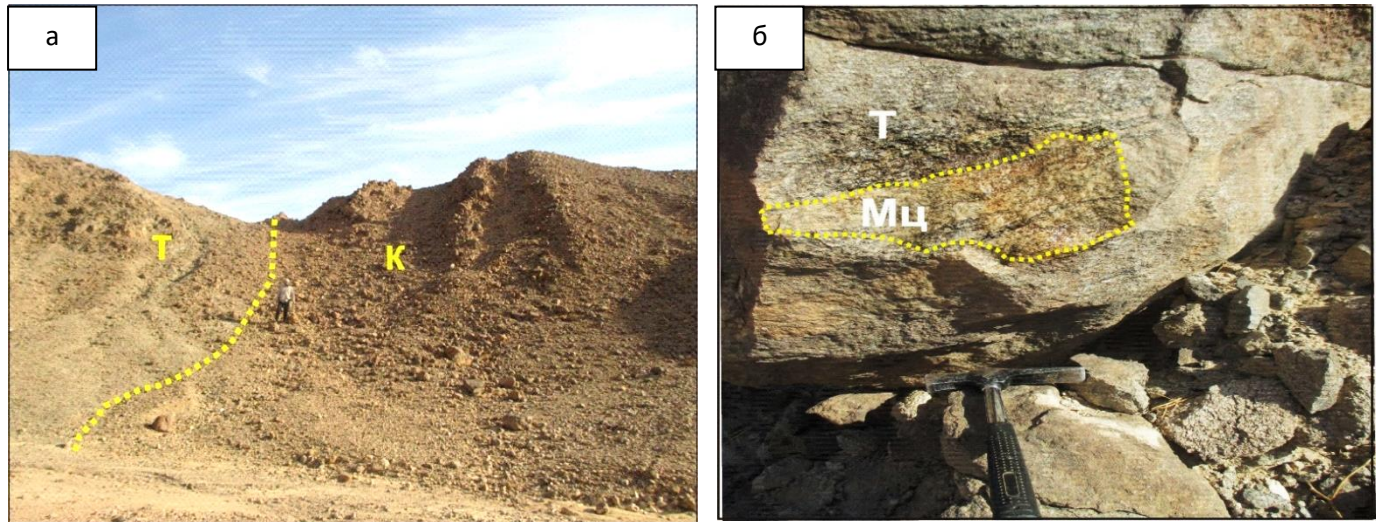


Рис. 2.10. Фотографии, показывающие: а) поверхность несогласия между отложениями конгломератов (К) и тоналитовой породой (Т); б) кснолиты из тоналита (Т) в монцограните (Мц) в Вади Ум-Тагир.

Гранодиориты. Согласно полевым наблюдениям, гранодиоритовые породы характеризуются средне- и крупнозернистыми массами с сероватым цветом, умеренно рельефными и ограниченными на большей части исследуемой территории, достигая 87 % ранних гранитных пород. Существует резкий контакт между гранодиоритом и монцогранитом (гранит Абу-Хавейс) (рис. 2.11 а), монцогранит внедрен в гранодиорит (Гейбл Абу-Мурат) (рис. 2.11 б).

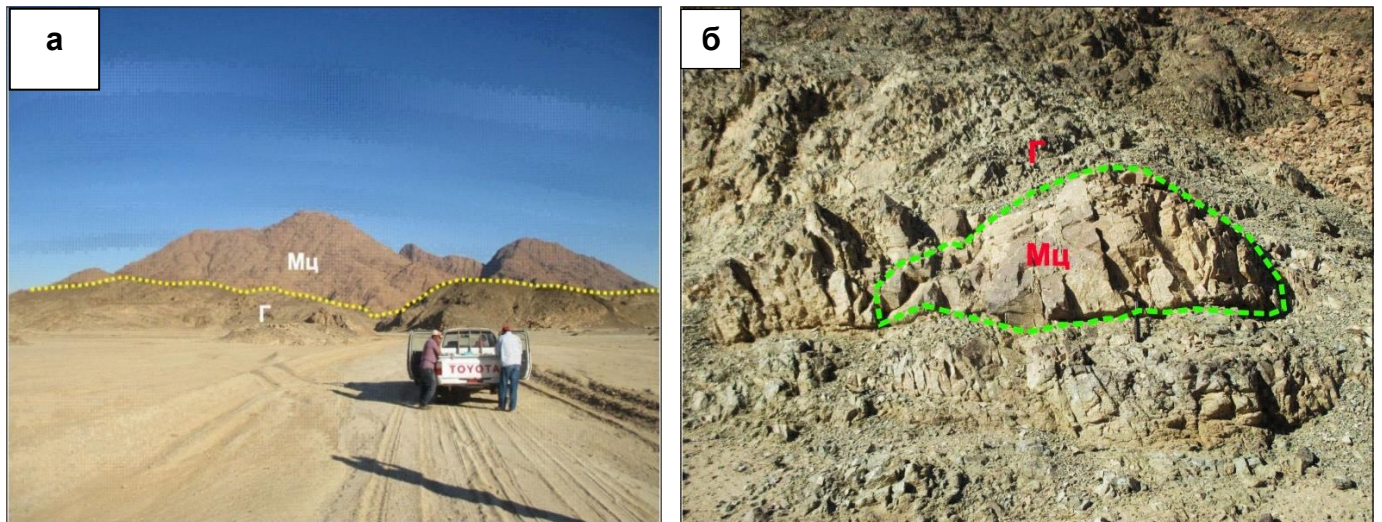


Рис. 2.11. Фотографии, показывающие: а) резкий контакт между гранодиоритом (Г) и монцогранитом (Мц) около Гейбл Абу-Хавис; б) гранодиоритом, прорвавшимся непосредственно монцогранитом в Гейбл-аль-Баруд

В целом, гранодиоритные породы исследуемой области делятся на два типа: мигматитовые гранодиориты и массивные гранодиориты.

Мигматитовые гранодиориты ограничены на северо-западе исследуемой области, достигают 27% объема раннеколлизийных гранитоидов и характеризуется серым цветом. Рельеф в большинстве случаев сильно выветрен и имеет форму валунов. Эти гранодиориты отличается мигматитами, такими как гнейсы, иногда мигматитовые граниты, образованный в результате деформации восходящих полос с/вместе с контактом; такие мигматиты характеризуется полосами, расчлененными пегматитовыми складками и жилками (рис. 2.12 а). С другой стороны, в них есть некоторые ксенолиты веретенообразной формы из более древних пород (рис. 2.12 б). Мигматиты прорезаны дайкой, и эта дайка содержит несколько ксенолитов из гранодиорита прямоугольной формы с направлением СЗ-ЮВ / и 75° ЮЗ (рис. 2.12 в).

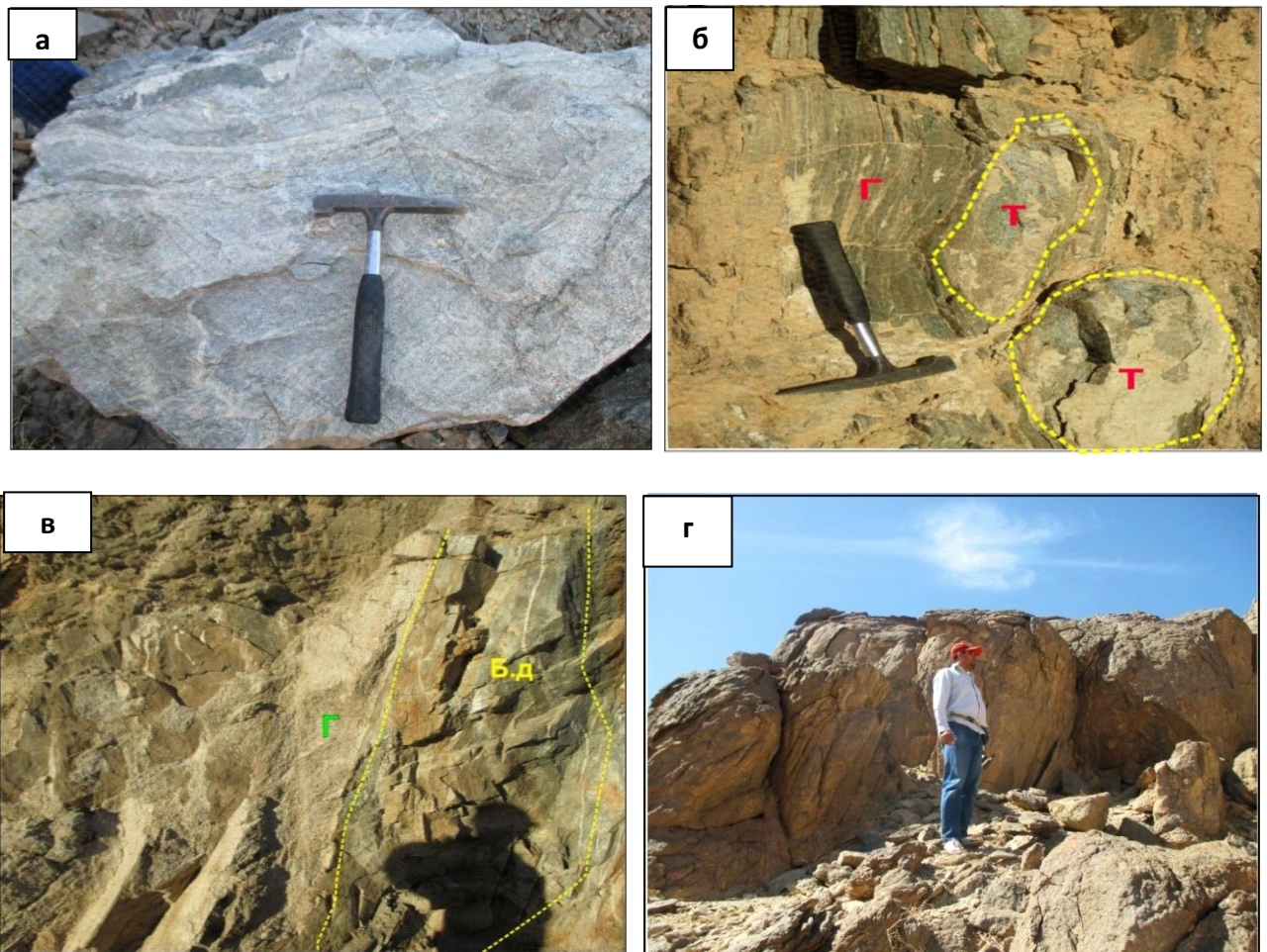


Рис. 2.12. Фотографии, показывающие: а) белые и черные полосы мигматизации гранодиорита; б) мигматизация гранодиорита (Г), содержащая ксенолиты самой древней породы (Т) около Гейбл-Абу-Мурата; в) дайка базальтов (Б.д) содержит ксенолиты из гранодиорита (Г) с направлением СЗ-ЮВ / падением 75° ЮЗ; г) глыба массивного гранодиорита.

Массивные гранодиориты представляет собой большое количество гранитоидов раннего орогенного строения, достигающее около 60%, характеризуется серым цветом, массивной текстурой, без образования мигматита, от умеренного до высокого рельефа и их тела простираются примерно на 15 км вдоль асфальтовой дороги Кена-Сафага с уклоном 65° , с погружением в 65° к северо-западу (рис. 2.12 г). Они пронизаны непосредственно монцогранитами и иногда проявляется гранодиорит в виде больших ксенолитов внутри монцогранита (рис. 2.13 а). Этот массивный гранодиорит сильно перемешан с монцогранитом, поэтому монцогранит и гранодиорит становятся более мелкими, в дополнение к небольшим массам пегматита (рис. 2.13 б).

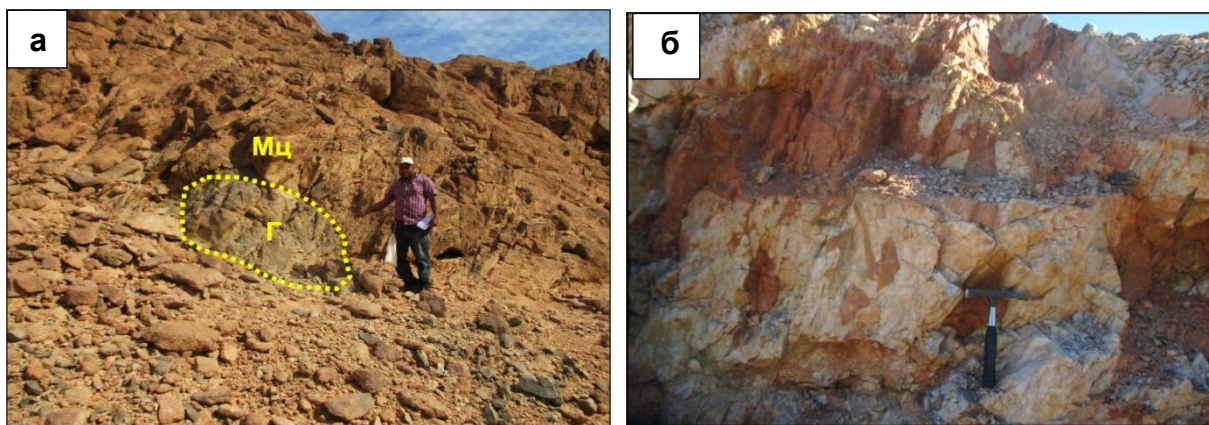


Рис. 2.13. Фотографии, показывающие: **а)** большие ксенолиты массивного гранодиорита (Г) в монцограните (Мц) в Вадии-Аль-Баруд; **б)** пегматитовую жилу в гранодиорите.

Позднеколлизионный комплекс представлен вулканитами Дохана, которые могут быть разделены на древнюю серию, состоящую в основном из андезитов и дацитов и молодую серию риодацит-риолитов, их субвулканических эквивалентов, а также риолитовых туфов и игнимбритов (Эль Габи, 1994). Однако в районе Ум-Тагир данный комплекс представлен только андезитовыми и дацитовыми породами с преобладанием андезитов, которые занимают около 6 % обнаженных пород района Ум-Тагир.

Андезиты представляют около 6% обнаженных горных пород территории, они наблюдаются вдоль асфальтовой дороги Кена-Сафага недалеко от города Сафага. Андезиты характеризуются массивной текстурой, порфировой структурой, средне- и крупнозернистой, с размером порфировых вкрапленников плагиоклаза около $0,2 \text{ см} \times 1,2 \text{ см}$ (рис. 2.14 а). В обнажениях андезиты отличаются красноватым цветом, разбиты трещинами в северо-восточном и юго-западном направлениях. Андезиты прорваны монцогранитами, щелочно-полевошпатовыми гранитами и непосредственно вклиниваются в гранодиориты. Магматический контакт между андезитами и внедренными в них монцогранитами по дороге Кена-Сафага показан на рисунке

2.14 б, с другой стороны, андезиты, прорезаны крутопадающей базитовой (долеритовой) дайкой (рис. 2.14 в). Возраст андезитов по (Stern, 1979) 602 ± 12 млн. лет.

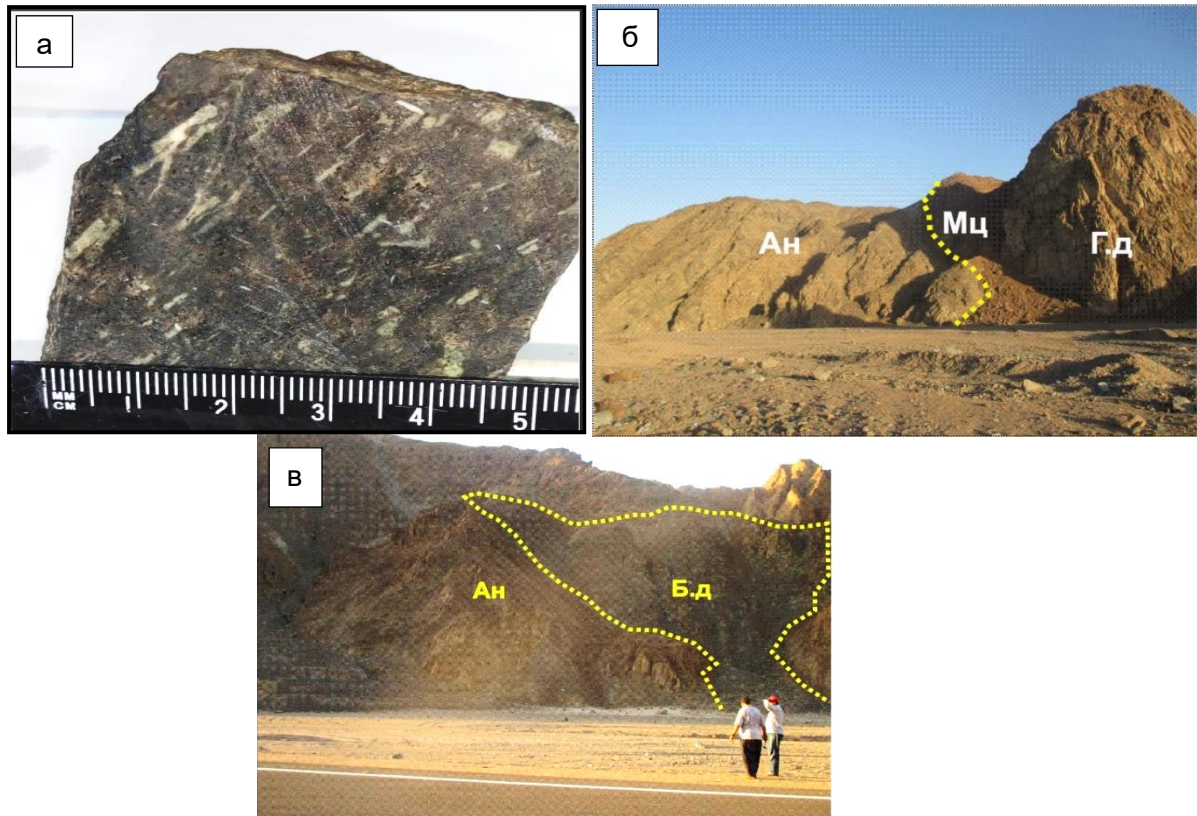


Рис. 2.14. Фотографии, показывающие: а) порфировую структуру андезита; б) андезит (Ан), внедренный монцогранитами (Мц) и гранит-порфирами (Г.д) с резким контактом между ними по дороге Кена-Сафага; в) базитовая дайка (Б.д) в андезитах (Ан) вдоль дороги Кена-Сафага.

Постколлизийный комплекс представлен «молодыми» гранитоидными породами – монцогранитами и щелочно-полевошпатовыми гранитами.

Монцограниты. Предыдущие исследователи (Sabet et al., 1972) картировали исследуемый монцогранит как интрузивный адамеллит, в то время как наши полевые данные и минеральный состав предполагают, что исследованная интрузивная порода имеет состав монцогранита. Монцограниты составляют около 30% исследуемой территории, занимают секущее положение к древним гранодиоритам и нарушаются более молодыми интрузиями щелочно-полевошпатовых гранитов (рис. 2.15 а); с другой стороны, они имеют место в виде больших ксенолитов в щелочно-полевошпатовых гранитах в районах Аль-Баруд и Абу-Мурат. Их цвет от белого до розоватого, структуры – от крупнозернистых до среднезернистых. Массивные скалы и высокий рельеф в районе Абу-Мурата характеризуется сильным стыком в двух направлениях EW и NS, сильной трещиноватостью из-за влияния множества трендовых разломов, с другой стороны, кавернозные полости и сланцеватость очень распространены (рис. 2.15 б, в, г, д).

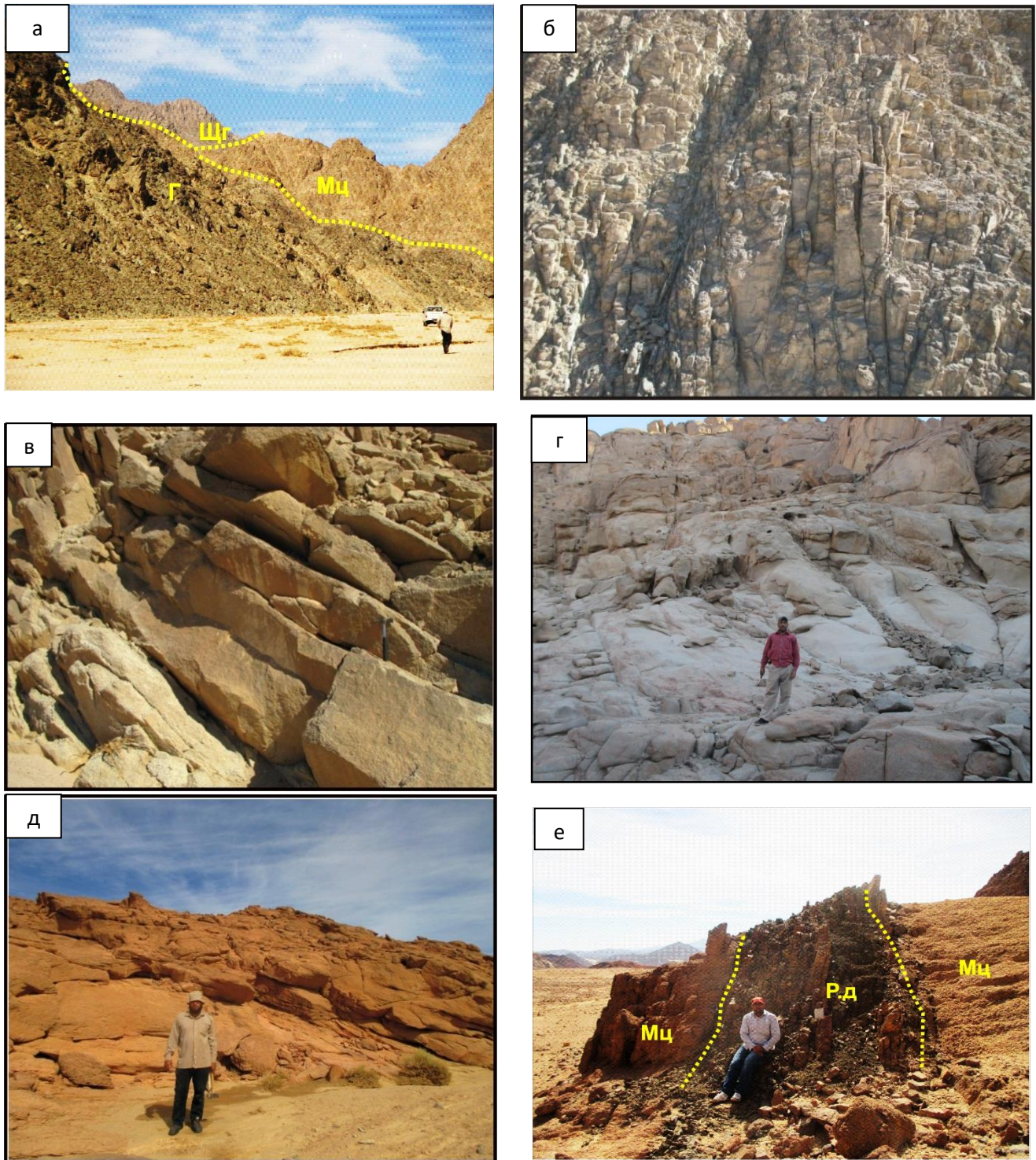


Рис. 2.15. Фотографии, показывающие: **а)** резкий контакт между гранодиоритами (Г) и монцогранитами (Мц) и гранитами из щелочного полевого шпата (Щг) в Гейбл-Абу-Хавейс; **б)** один набор вертикальных швов в монцогранитах; **в)** сильная трещиноватость в монцогранитах в Гейбл Абу-Мурат; **г)** кавернозные полости в монцогранитах в Вадии Ум-Тагир; **д)** хорошо развитое расслоение в монцогранитах в Абу-Мурате; **е)** кислые дайки (Р.д), прорезающие монцограниты (Мц) в Вадии Ум-Тагир.

На монцограниты влияют некоторые дайки, пересекающие их в нескольких направлениях и встречающиеся во многих местах, таких как Абу-Хавейс и Вади-Ум-Тагир (рис. 2.15 е). На это также влияет действие разлома, показывающего контакт монцогранита с габбро, последний присутствует в виде крупных ксенолитов.

Щелочно-полевошпатовые граниты представляют последний тип гранитной магмы в районе исследования. Как правило, граниты с щелочным полевым шпатом представляют собой удлиненный пояс, простирающийся от Абу-Хавейс на севере до Вади-Ум-Тагир на юге (см. рис. 2.4). Он представлен относительно высоким топографическим рельефом до ~ 890 м в Абу-Хавейсе и составляет около 5% исследуемой территории. Для щелочно-полевошпатовых гранитов характерны массивные, средне- и крупнозернистые структуры, цвет от розового до красного. Они наблюдаются в телах, секущих гранодиориты (рис. 2.16 а), с другой стороны, в монцогранитах с резким контактом между ними наблюдается интрузия щелочно-полевошпатового гранита (рис. 2.10 а), а также они прорезаны дайкой базальтов (долеритов) (рис. 2.16 б).

Возраст монцогранитов и щелочно-полевошпатовых гранитов составляет по (Johnson et al., 2011; Johnson, 2014; Wilde, Youssif, 2000) 602–542 млн. лет, а по (Hashad, 1980; Stern and Hedge, 1985; Hassan and Hashad, 1990) – 610-550 млн. лет, что согласуется с представлениями об их формировании в эдиакарии.

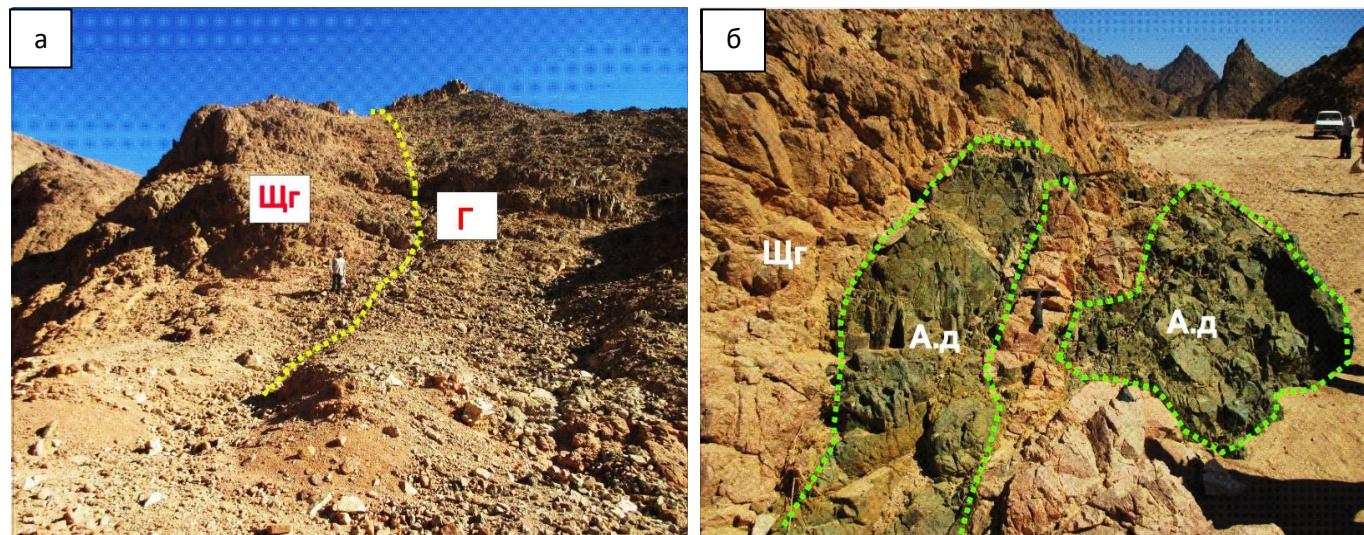


Рис. 2.16. Фотографии, показывающие: а) гранодиорит (Г), прорванный щелочно-полевошпатовым гранитом (Щг) около Вади Ум-Тагир; б) дайки андезитов (А.д), прорезающие щелочно-полевошпатовый гранит (А.д) в Вади Аль Баруд.

Дайки и жилы. В малоизученной области имеется множество даек и жил, которые различаются по составу и времени появления. Некоторые из них возникли до образования

«молодых гранитов (монцонитов, щелочно-полевошпатовых гранитов), тогда как некоторые дайки и жилы возникли после формирования щелочно-полевошпатовых гранитов.

Дайки имеют разную форму и состав, и все более древние породы легко интерпретируются на снимке Landsat по цвету, тону, контрасту, линейной форме и соотношению полей. Во-первых, дайки имеют толщину от 30 см до примерно 25 м и простираются до более 15 км в длину. Часто они включают кислые дайки (гранитные порфиры, лейкократовые граниты и риолиты), промежуточные дайки (андезитовый состав) и основные дайки (долериты) (см. рис. 2.4). Безусловно, кислые дайки представлены гранитными порфирами, мелкозернистыми гранитами (лейкократовыми гранитами) и дайками риолитов, гранитные порфириты представляют собой небольшие интрузии, прорезанные в докханском вулкане, часто характеризующиеся высокими пиками, одним направлением простирания северо-северо-восточным и проходит вдоль дороги Кена-Сафага около города Сафага, образуя столбчатые отдельности, с другой стороны, мелкозернистую гранитную дайку (лейкократовый гранит), в структурах габбро, характеризующейся светлым цветом, твердыми породами, глыбами и умеренным рельефом, иногда достигает 25 м в толщину и более 15 км в длину.

В то время как дайка риолитов прорезающая монцограниты, имеет размер 1,5 м и протяженность до более 10 км в длину и характеризуется твердыми породами красноватого цвета. Основные и промежуточные дайки (дайки долеритов и андезитов) менее протяженные, но имеют более распространенные инъекции во всех породах исследуемой территории. Андезитовая дайка имеет цвет от полутемного до темного, сильно трещиноватая и погружена в гранит из щелочного полевого шпата в разных местах и в направлениях с севера на юг и северо-восток-юг.

Базитовая (долеритовая) дайка темного цвета, прорезает множество различных горных пород в районе исследования с разной силой и направлением (СВ-ЮЗ, ВЗ и СЗ-ЮВ. В частности, преобладающее простирание всех исследованных даек в исследуемой области — это в основном северо-западные и юго-западные тренды, тогда как менее распространенные тренды — юго-восточные тренды в исследуемой области.

Вторичные жилы имеют размер от нескольких сантиметров до 7 м и простираются до более чем 5 км в длину. Часто они состоят из пегматита, кварцевых жил и прожилок из них, а также до пегматитовой жилы, прорезанной в гранодиорите, она имеет размер до 7 м, с другой стороны, кварцевые жилы и жилы в монцограните имеют размер от нескольких сантиметров до 3 м и простирается более чем на 5 км в длину с различными направлениями на восток-запад и север-юг, как показано на рисунке 2.17 а, б.

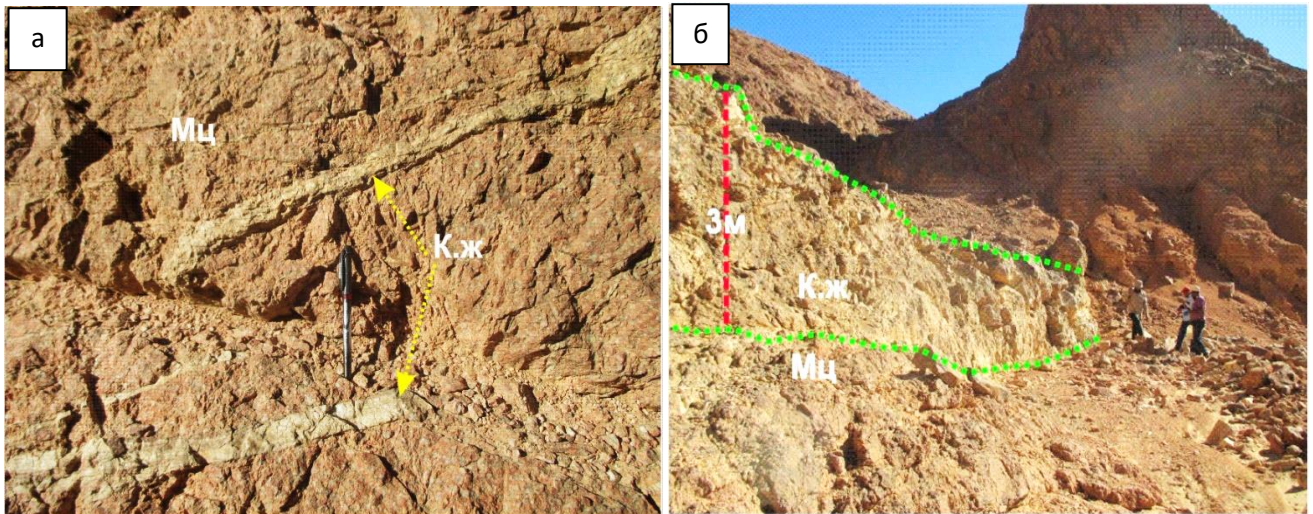


Рис. 2.17. Фотографии, показывающие: а) кварцевую жилу (К.ж), разрезающую монцогранит (Мц) с направлением ВЗ; б) кварцевую жилу (К.ж), врезающуюся в монцогранит (Мц) с направлениями ВЗ и СЮ на в Абу-Хависе.

2.2. Анализ данных дистанционного зондирования

Несомненно, приложения данных дистанционного зондирования открыли новый важный и эффективный источник в сфере литологической идентификации и структурном картировании. Данные с пространственного и спектрального разрешения дистанционного зондирования покрывают всю поверхность суши Земли (El Janati et al., 2014) и (Salles et al., 2017). Эти данные позволяют обнаружить подробную информацию об объектах на поверхности в различных масштабах. Одним из наиболее важных элементов поверхности являются линейные элементы и литологические единицы (Pirasteh et al., 2013). В общем, категории линейных объектов делятся на два типа: искусственные линейные объекты, такие как дороги и железные дороги, а другой тип — это естественные линейные объекты, такие как геологические линеаменты и дренажные сети. Эти особенности можно легко обнаружить с помощью обработки данных дистанционного зондирования. Идентификация линейных объектов на изображениях дистанционного зондирования может быть сложной задачей, поскольку их пространственные и спектральные характеристики меняются вместе с их протяженностью (Wang, 1993). Появилось множество методов извлечения линейных характеристик из цифровых спутниковых данных для различных целей, таких как обнаружение дорожных сетей (Валеро и др., 2010). В последнее десятилетие использование приложений дистанционного зондирования для литологического и структурного картирования стало более эффективным. В предыдущих исследованиях, таких как мелкое и среднее геологическое картирование и другие подобные, данные ETM + и ASTER использовались для предварительной геологической интерпретации. Sentinel-2A - это самые современные спутники

со свободно доступными данными для долгосрочных исследований и высокочастотного дистанционного зондирования. Данные дистанционного зондирования Sentinel-2A больше подходят для приложений дистанционного зондирования (Mandanici et al., 2016). Он предоставляет более подробную информацию о диапазоне NIR и диапазоне SWIR, что полезно для нескольких направлений исследования, таких как геологическое картирование, мониторинг сельского хозяйства и данные для контроля за стихийными бедствиями. Применение данных дистанционного зондирования - один из важных эффективных инструментов геологического картирования. Данные Sentinel-2A считаются одним из таких источников. На основе анализа данных дистанционного зондирования Sentinel-2A литологические единицы и их границы могут быть легко распознаны точно в районе исследования.

Минимальная доля шума. Некоторые исследования использовали Sentinel-2A для различных исследований; некоторые из них применяли эти данные при литолого-структурном картировании и разведке полезных ископаемых. (Werff and Meer, 2014). Некоторые исследователи провели исследования длины и плотности линеаментов (Casas et al., 2000; Koike et al., 1995; Jing and Shen, 2001; Zhao et al., 2009). Многие из этих исследований использовали технологии и компьютерные программы для анализа данных.

Материал и методы. В этой работе было использовано несколько источников данных и материалов. Собранный набор данных дистанционного зондирования, включая данные Sentinel-2A и ASTER DEM, используемые для литологической идентификации и извлечения структурных линеаментов с полевой проверкой. Выделение линеамента происходит в несколько этапов, после этапа предварительной обработки данных (корректировок) данные обрабатывались разными программами. Во-первых, данные обрабатываются программой PCI Geomatica 16 для извлечения линеаментного объекта из растровых данных (Sentinel-2A и ASTER DEM). Новый слой должен быть исправлен путем удаления и фильтрации нерелевантных структур в Arc GIS v10.2.2 с использованием предыдущих данных об изучаемой области. После этого полученные структурные линеаменты были подвергнуты геометрическому расчету для получения углов полилиний, которые интегрированы в программное обеспечение RockWorks 17 для создания роза-диаграммы. Роза-диаграмма показывает линейный тренд или направление, составлена структурная карта плотности линеаментов.

Предлагаемые MNF-изображения Sentinel-2A (3, 2, 1) и (3, 4, 2) в RGB являются комбинациями ложных цветов MNF, используемыми для геологической дискриминации изучаемой области. На изображении Sentinel-2A MNF (3, 2 и 1) в RGB-изображении (рис. 2.18) более древняя порода (метавулканокластик) в текущей области отображается красновато-синим цветом, а

метагаббро - синим цветом. С другой стороны, габброиды имеют светло-голубой цвет, вулканические породы Дохан характеризуются голубым цветом. Гранитоидные породы подразделяются на четыре типа: тоналит (светло-розовый), гранодиорит (желтовато-коричневый), монцогранит (темно-красный) и красный щелочной полевой шпат. Основные дайки, а также дайки лейкократовых гранитов имеют фиолетовый и бледно-розовый цвет соответственно, в то время как отложения отображаются зеленым цветом.

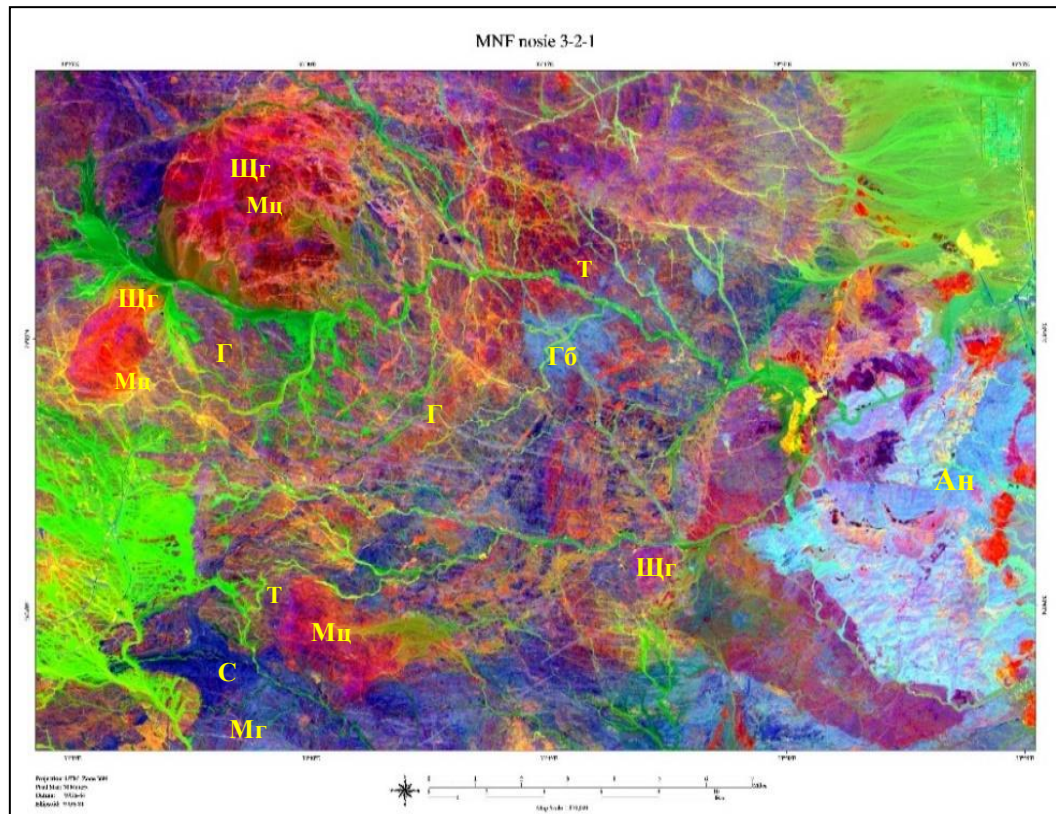


Рис. 2.18. Минимальная доля шума (3, 2, 1) изображения Sentinel-2A района Ум-Тагир

С – сланцы, Мг – метагаббро, Гб – неметаморфизованные габбро Ум-Тагир, Т – тоналиты, Г – гранодиориты, Мц – монцограниты, Щг – щелочно-полевошпатовые граниты, Ап – андезиты.

Еще одно лучшее составное изображение MNF - (3, 4, 2) в RGB (рис. 2.19), литологические единицы легко различимы. Метагаббро хорошо выделены коричневатозеленым и зеленым цветом. Гранитные породы дифференцированы на гранодиорит (темно-розовый), монцогранит (желтовато-зеленый) и щелочно-полевошпатовый гранитный (зеленый) цвет. MNF (3, 4, 2) выявить тоналитовые породы не удалось. Габброиды имеют светло-зеленый цвет, в то время как вулканические образования Дохана отличаются фиолетовым цветом, отложения Вади имеют голубой цвет.

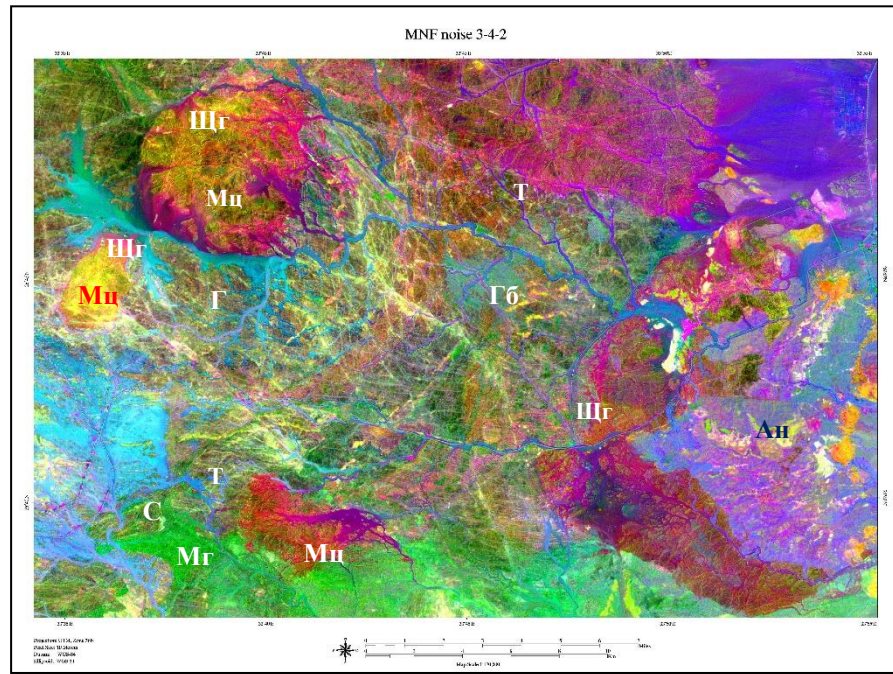


Рис. 2.19. Минимальная доля шума (3, 4, 2) изображения Sentinel-2A района Ум-Тагир
С – сланцы, Мг – метагаббро, Гб – неметаморфизованные габбро, Т – тоналиты, Г – гранодиориты, Мц – монцограниты, Щг – щелочно-полевошпатовые граниты, Ан – андезиты.

Композиция ложных цветов. Композиция ложных цветов - одна из самых простых операций обработки изображений Sentinel-2A; она показывает различие между блоками в текущем исследовании. Она также используется для обнаружения линеаментных особенностей, отмеченных разницей в контрасте. Границы между геологическими единицами в настоящем исследовании лучше видны на комбинированном изображении в искусственных цветах (12, 8, 2), которое использовалось в качестве дополнительного средства для построения геологической карты. Эти комбинации были предприняты для выбора наилучшего цветного составного изображения, которое будет полезно при извлечении значимой информации о визуальном литологическом различении изучаемых пород (рис. 2.20).

Анализ линеаментов. Основное преимущество данных дистанционного зондирования в структурном картировании состоит в том, что они предоставляют некоторую информацию о пространственном распределении и поверхностном рельефе структурных элементов. Высокое пространственное разрешение данных Sentinel-2A (10 м с масштабом 1:40 000) и Aster DEM (30 м с масштабом 1:100 000) использовалось для обнаружения различных линейных особенностей, присутствующих в районе Ум-Тагир. Автоматическое извлечение линеаментов из Sentinel-2A и

ASTER DEM исследуемой территории было выполнено в соответствии с новыми предложенными параметрами пакета PCI Geomatica.

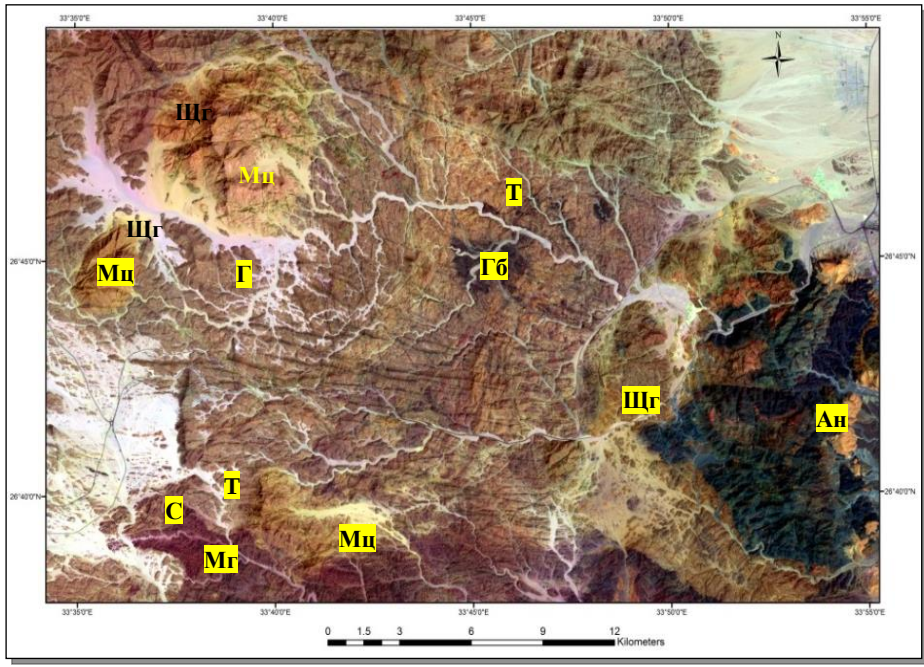


Рис 2.20. Композиция ложных цветов (12, 8, 2) изображения Sentinel-2A района Ум-Тагир

Количество и длина линеаментов каждой ASTER DEM рассчитываются и заносятся в таблицу для каждого диапазона в каждом типе данных, после корректировки, приведенной в таблице 2.1.

Таблица 2.1

Суммарное количество и длина извлечения линеаментов каждой ASTER DEM в районе Ум-Тагир

		Цель	Число	Длина км
Sentinel-2A		FCC 4-3-2	1067	577.02
Азимутальные углы	1	0°	224	342.09
	2	45°	216	384.81
	3	90°	187	339.57
	4	135°	289	464.59
	5	180°	349	536.35
	6	225°	375	560.85
	7	270°	326	480.97
	8	315°	328	479.17
1		Разломы	43	126.01
2		Дайки	506	301.58

Линеamentные особенности интерпретируются в результате полевых исследований и анализа спутниковых изображений. Особенности структуры, включающие два типа сил (силы сжатия и растяжения), а также их результаты, такие как надвиг, расслоение, складчатость и идентификация линеаментов, такие как разломы, стыки и дайки. Изображение Sentinel-2A, используемое в этом исследовании, состоит из 13 полос с различным пространственным разрешением. Высокое пространственное разрешение составляет 10 м, а низкое пространственное разрешение – 60 м. Таким образом, линеаменты были автоматически извлечены из полос с высоким пространственным разрешением.

В этом исследовании для использования при извлечении линеаментов была выбрана композиция ложных цветов из полос 4-3-2 с высоким пространственным разрешением 10 м, поскольку использование полосы 4-3-2 с пространственным разрешением 10 м увеличивало шансы извлечения большего количества линеаментов (рис. 2.21 а). Оператор Собела был применен к FCC Sentinel-2A. Результаты выделения линеаментов основаны на снимке FCC 432 Sentinel-2A. Общее количество линеаментов и длина района Ум-Тагир составляет 1067 и 577,02 км, соответственно. Роза-диаграмма этих результатов показывает, что основной тренд этих линеаментов имеет два направления: ЗСЗ-ВЮВ и СВ-ЮЗ, за которыми следуют направления, ориентированные в направлениях СЗ-ЮВ, С-Ю и В-З (рис. 2.21 б).

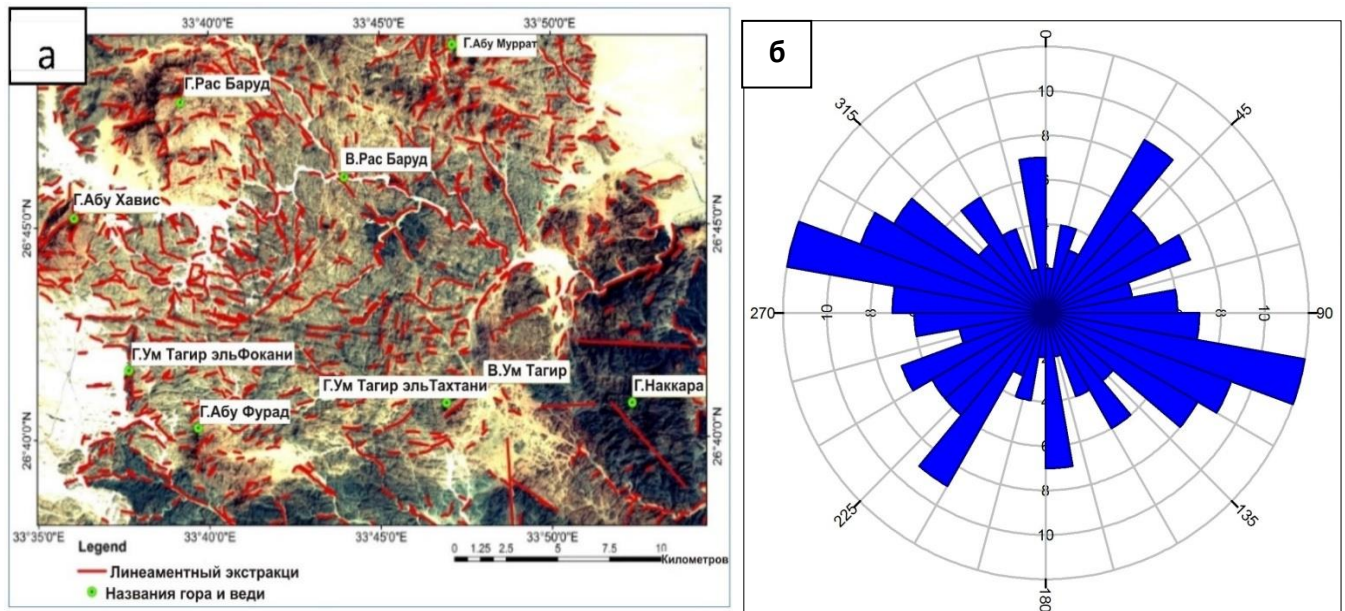


Рис. 2.21. Линеаменты, извлеченные FCC 432 в RGB (а); ориентация линеаментов, извлеченных из изображения FCC Sentinel-2A (б).

Все линеаменты в исследуемой области были обнаружены и извлечены из Aster DEM. Будет учтён восьмикратный штриховой рельеф Aster DEM из-за слишком высокого разрешения 30 м.

Каждый азимутальный угол затененного рельефа Aster DEM был изучен отдельно, были извлечены числа и длина линеаментов, они были нанесены на график с использованием роза-диаграммы, и, наконец, можно было определить все тенденции в текущей области. Кроме того, исследуемые данные зависят от необходимости извлекать линеаменты под как можно большим количеством азимутальных углов, чтобы получить более надежное изображение. Карта плотности структурного линеамента была создана для отображения концентрации и преобладания структур в виде чисел и длины в текущей области для каждого слоя Aster Dem, а также изображений Sentinel-2A.

На затененном рельефе 0° (рис. 2.22 а) было вычислено около 224 линеаментных деталей с длиной 342 км, и их ориентация была проанализирована статистически (рис. 2.22 б). Согласно роза-диаграмме (рис. 2.22 в), два тренда формируют топографические линеаменты во всем регионе: линеаменты с простираем СЗ-ЮВ и С-Ю.

При затененном рельефе с азимутальным углом 45° (рис. 2.23 а), в частности, количество линеаментных паттернов составляет 216. Они рассчитывались на длину 384,8 км, а их направления статистически интерпретировались (рис. 2.23б). Путем теоретической интерпретации роза-диаграммы (рис. 2.23в) мы пришли к выводу, что два тренда формируют топографические линеаменты во всем регионе: линеаменты тренда СЗ-ЮВ и СЗ-ЮЮВ.

187 линеаментов было извлечено и вычислено из азимутального угла 90° (рис. 2.24 а), по существу, общая длина этих линеаментов составляет 339,6 км, а их основные направления были рассчитаны по статистическим данным (рис. 2.24 б). Согласно роза-диаграммам (рис. 2.24в), топографические линеаменты формируются тремя трендами: линеаменты с простираем С-СВ-Ю-Ю, С-С-Ю и С-Ю.

При 135° затененном рельефе (рис. 2.25а) количество линеаментных деталей было рассчитано 289, длина – 464.6 км, с другой стороны, ориентации линеаментных деталей были проанализированы статистически (рис. 2.25 б). На практике построение роза-диаграммы этого слоя показало, что область, контролируемая двумя трендами, контролирует топографические линеаменты в определенной области: линеаменты простираем СЗ-ЮВ и СЗ-ЮВ (рис. 2.25 в).

На 180° затененном рельефе (рис. 2.26а) мы смогли вычислить около 349 линеаментных деталей длиной 536,4 км, помимо того, что их ориентации были статистически интерпретированы (рис. 2. 26б). Посредством интерпретации роза-диаграмм (рис. 2.26в) топографические линеаменты контролируются двумя трендами во всем регионе: линеаментами с простираем СЗ-СВ-ЮЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ.

На затененном рельефе 225° (рис. 2.27а) фактически было вычислено 375 линеаментных деталей длиной 560,85 км, и их ориентация была получена статистически (рис. 2.27б). Роза-

диаграммы (рис. 2.27в) показали, что два тренда контролируют топографические линейменты во всем регионе: линейменты северо-восточного - юго-западного и северо-западного простирания.

При затененном рельефе 270° (рис. 2.28а), очевидно, часто выделялось около 326 линейментных деталей на длине 481 км, а некоторые ориентации линейментных деталей анализировались статистически (рис. 2.28б). По роза-диаграмме (рис. 2.28в) было обнаружено, что два тренда контролируют топографические линейменты во всем регионе: линейменты с простиранием СВ-СЗ - ЮВ-ЮЗ и СВ-ЮЗ.

Окончательно созданный затененный рельеф на 315° (рис. 2.29 а), часто обнаруживалось 328 линейментных деталей длиной 479,167 км, а также их ориентация была проанализирована статистически (рис. 2.29б). Роза-диаграммы (рис. 2.29 в) показывают, что два тренда контролируют топографические очертания во всем регионе: СЗ-ЮЮ-ЮВ и СЗ-ЮВ тренд.

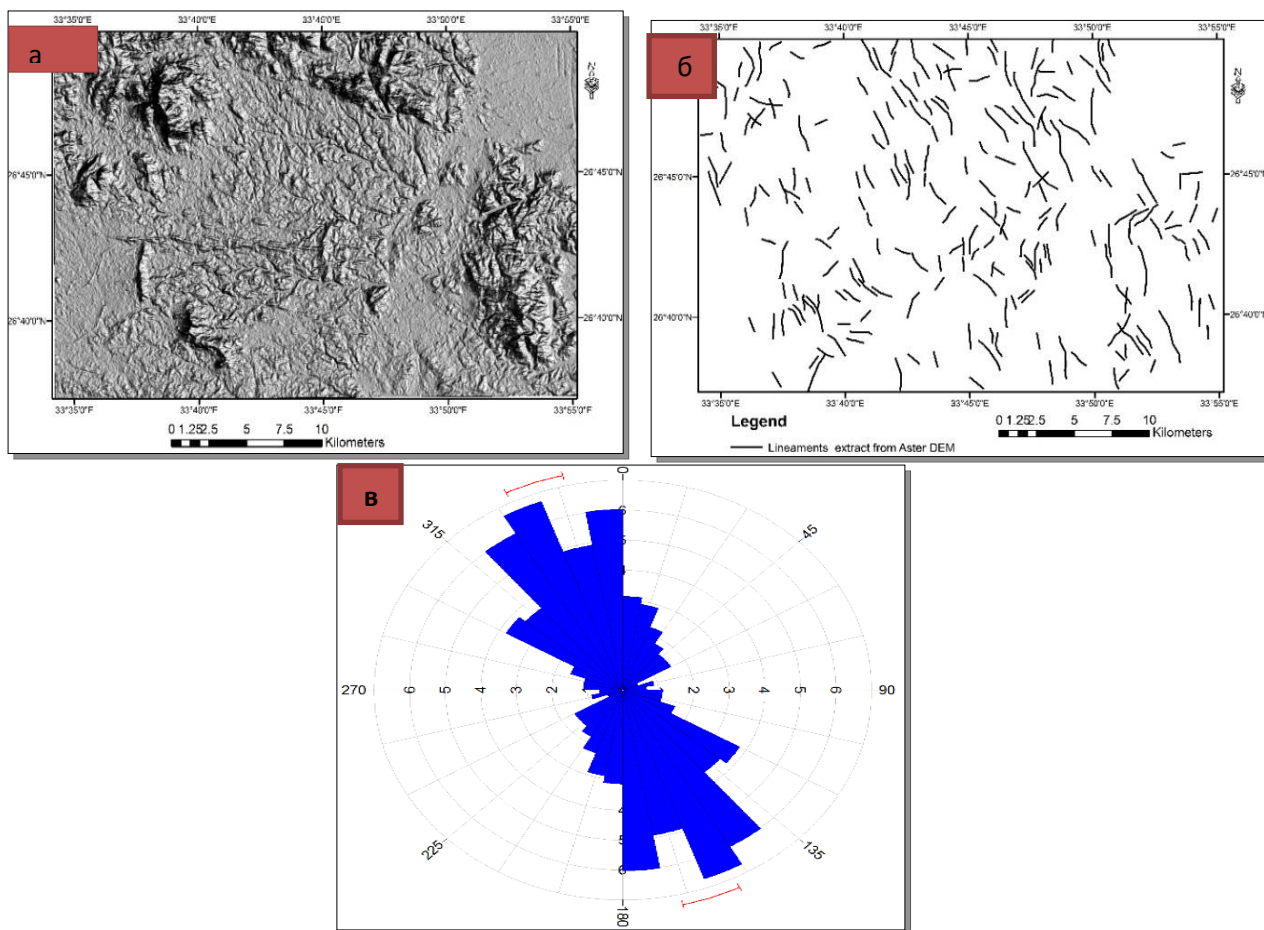


Рис. 2.22. а) азимутальный угол 0° ; б) линейменты, извлеченные по азимутальному углу 0° ; в) ориентация линейментов, извлеченных из ASTER DEM.

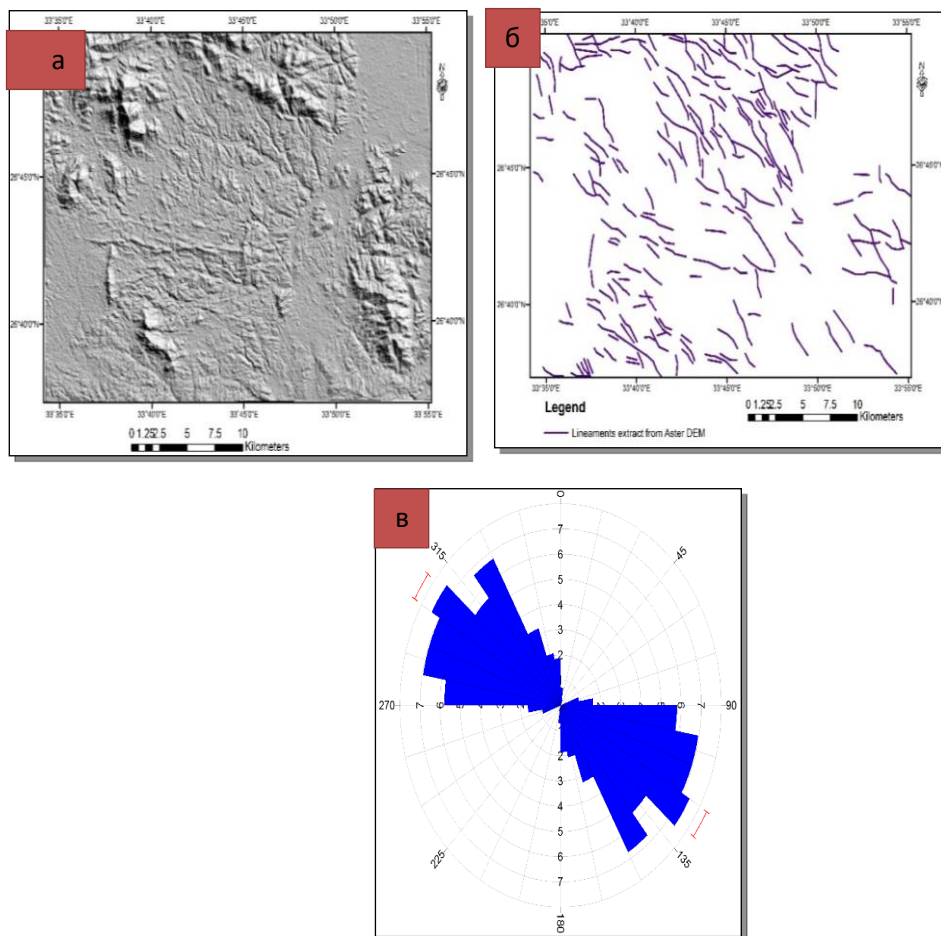


Рис. 2.23. а) азимутальный угол 45° ; б) линеаменты, извлеченные по азимутальному углу 45° ; в) - ориентация линеаментов, извлеченных из ASTER DEM.

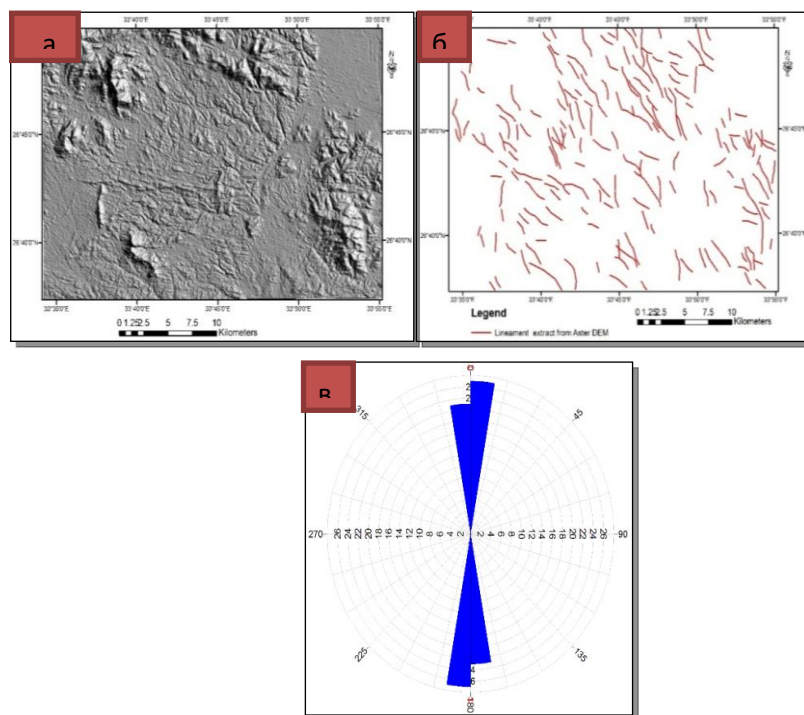


Рис. 2.24. а) азимутальный угол 90° ; б) линеаменты, извлеченные по азимутальному углу 90° ; в) ориентация линеаментов, извлеченная из ASTER DEM.

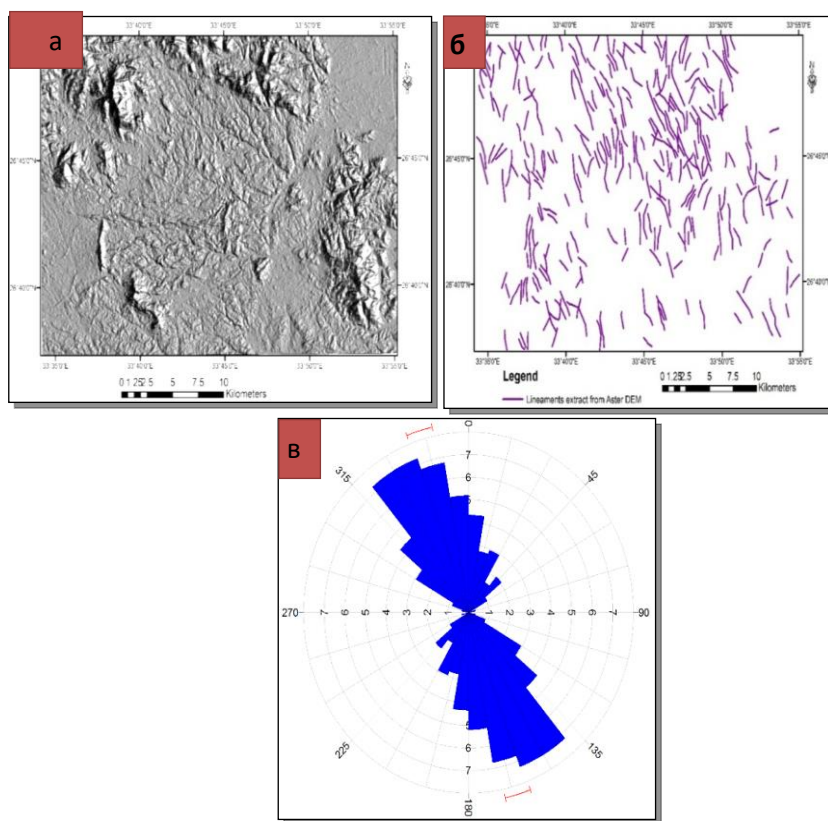


Рис. 2.25. а) азимутальный угол 135° ; б) линеаменты, извлеченные по азимутальному углу 135° ; в) ориентация линеаментов, извлеченных из ASTER DEM.

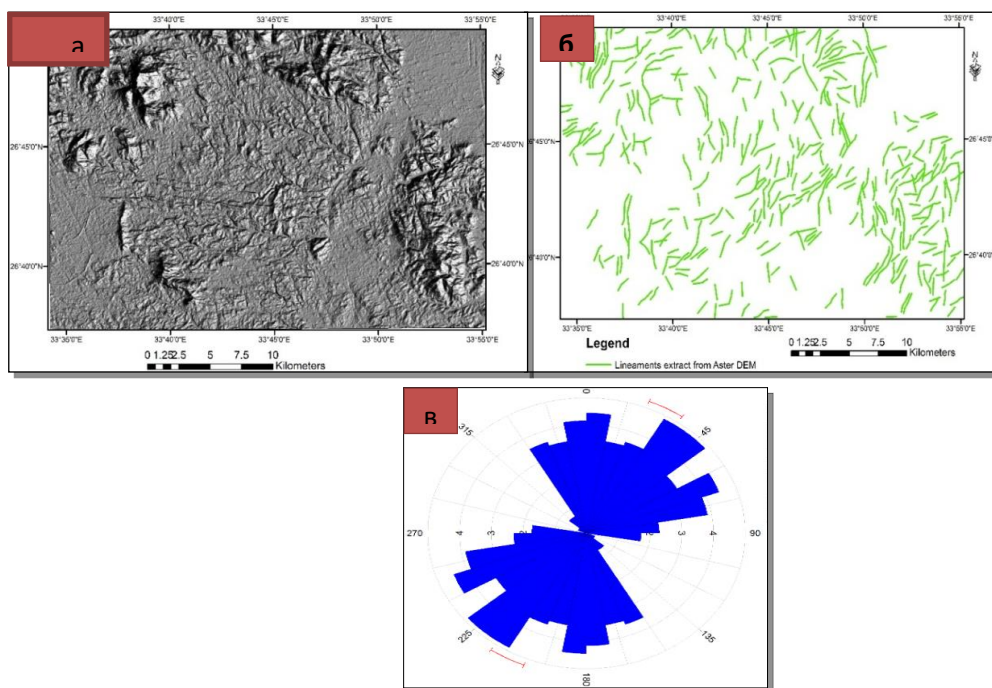


Рис. 2.26. а) азимутальный угол 180°, б) линеаменты, извлеченные по азимутальному углу 180°; в) ориентация линеаментов, извлеченных из ASTER DEM.

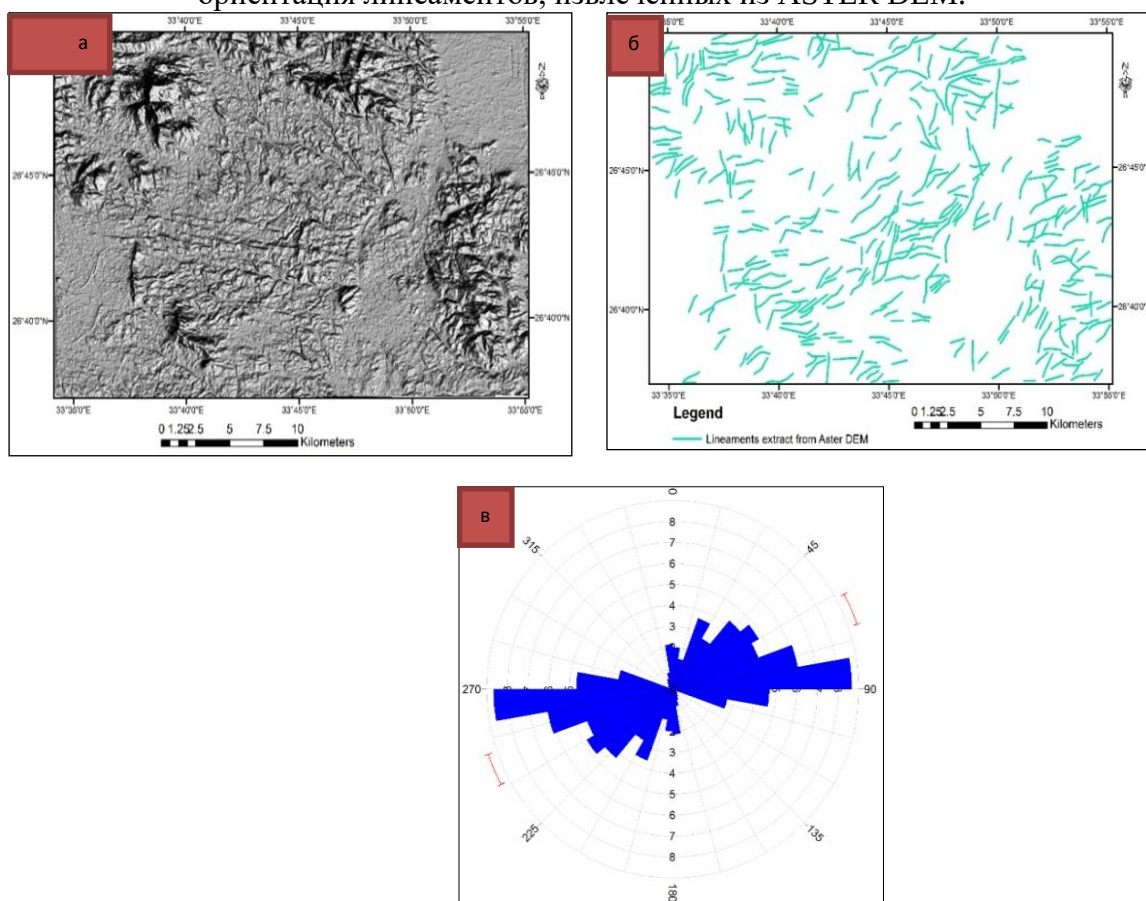


Рис. 2.27. а) азимутальный угол 225°, б) линеаменты, извлеченные по азимутальному углу 225°; в) ориентация линеаментов, извлеченных из ASTER DEM.

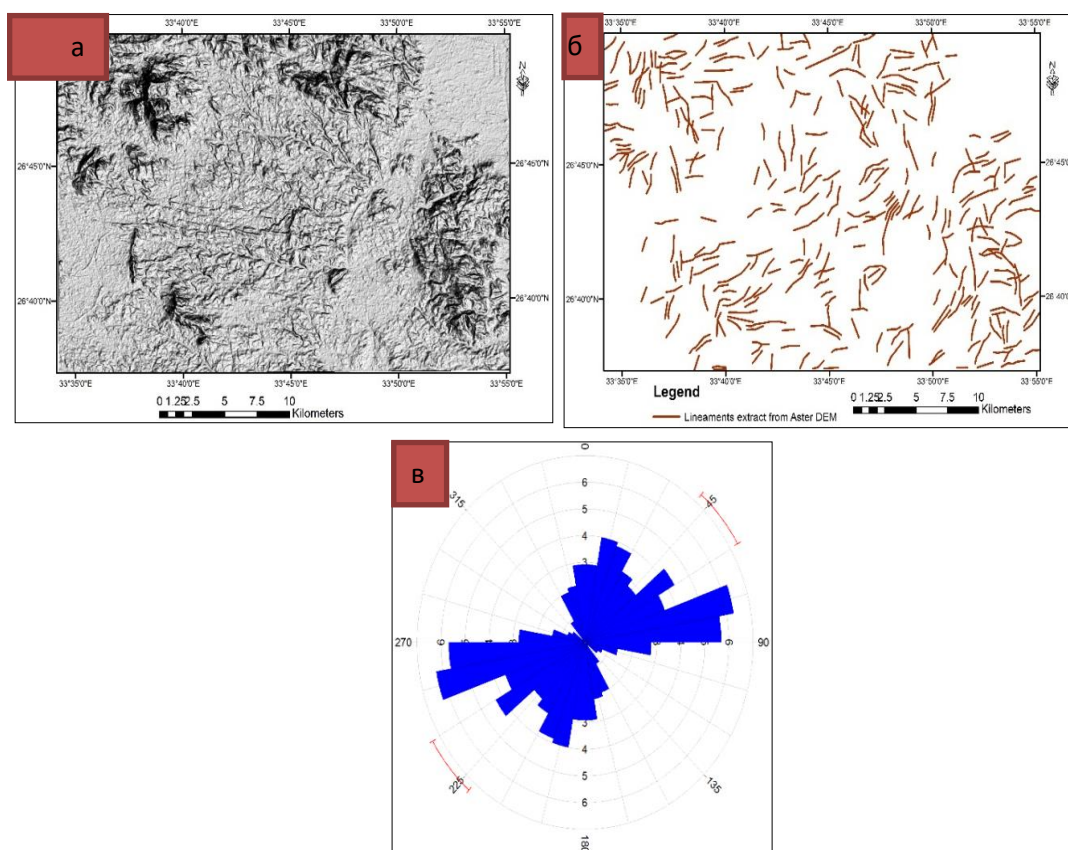


Рис. 2.28. а) азимутальный угол 270°, б) линеаменты, извлеченные по азимутальному углу 270°; в) ориентация линеаментов, извлеченных из ASTER DEM.

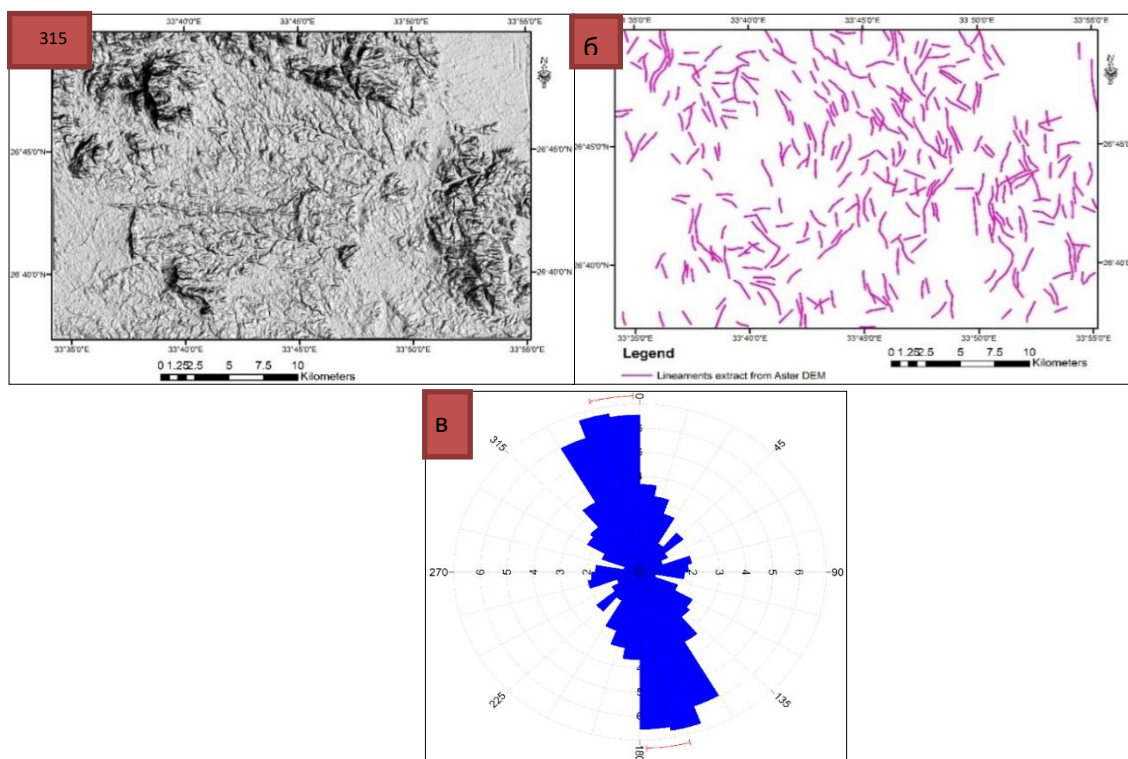


Рис. 2.29. а) азимутальный угол 315°; б) линеаменты, извлеченные по азимутальному углу 315°; в) ориентация линеаментов, извлеченных из ASTER DEM.

Компрессионные особенности: такие структурные особенности, как надвиг, расслоение и складчатость из-за действий дуговой аккреции, присутствуют на всем протяжении Аравийско-Нубийского щита в период 750-650 млн лет, в то время как сдвиговое движение связано с процессами аккреции дуги (например, Ries et al., 1983; Abdelsalam and Stren, 1996).

Разломы. Три типа разломов интерпретируются как нормальные, надвиговые и сдвиговые.

Нормальные разломы многочисленны и распространены в исследуемой области, диаграмма разломов показывает, что преобладающими трендами разломов и их протяженностью в зоне являются северо-восток-юго-запад и запад-северо-запад-юго-восток. Восточно-западный тренд встречается реже (рис. 2.30 а, б). Многие особенности наблюдаются из-за воздействия наряду с различными единицами, таких как смещение даек.

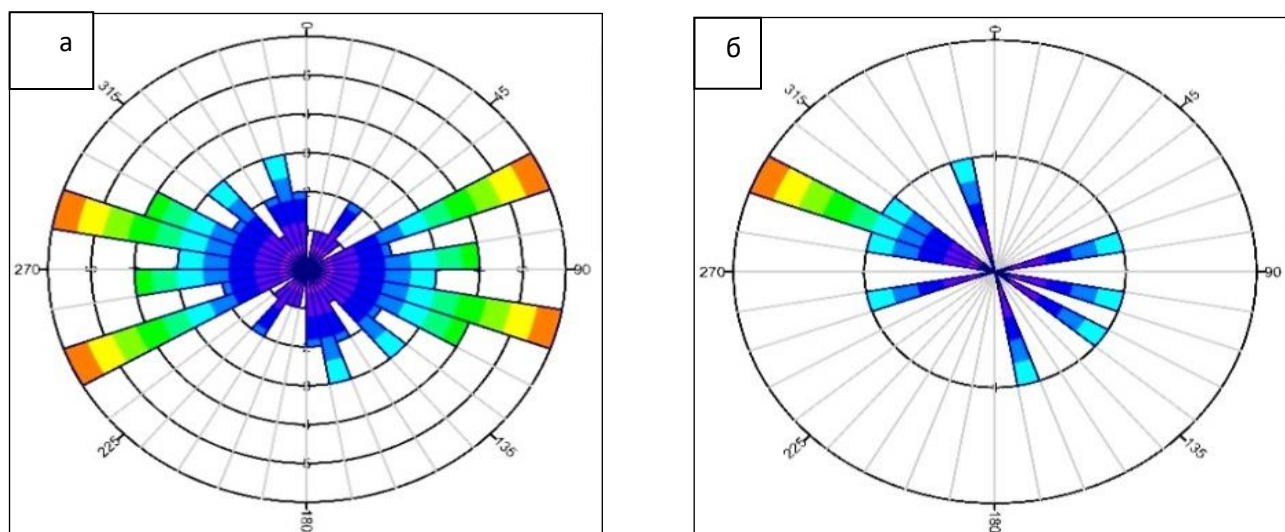


Рис. 2.30. а) диаграмма типов разломов; б) диаграмма в виде розы, показывающая протяженность всех типов разломов.

Надвиги. Надвиговые разломы были затронуты на всей территории исследования из-за сжимающего действия с северо-востока на юго-запад на южных сторонах, с другой стороны, более старые метавулканокластические образования надвигаются на более молодые породы метагаббро, а метагаббро на крайнем юге исследуемой территории, надвигается на гранодиоритовые породы (рис. 2.31 а). Зона надвига характеризуется сильно деформированными и катакластическими породами. Еще одни надвиги в районе исследования расположены на северной стороне дороги Кена-Сафага (рис. 2.31 б). Метавулканокластические породы характеризуются высокой сланцеватостью. В основном сланцевость имеет северо-западное и северо-западное направление с погружением примерно от 25° северо-восточного до 50° юго-западного. Существует первичная слоистость, особенно в метавулканокластических породах.

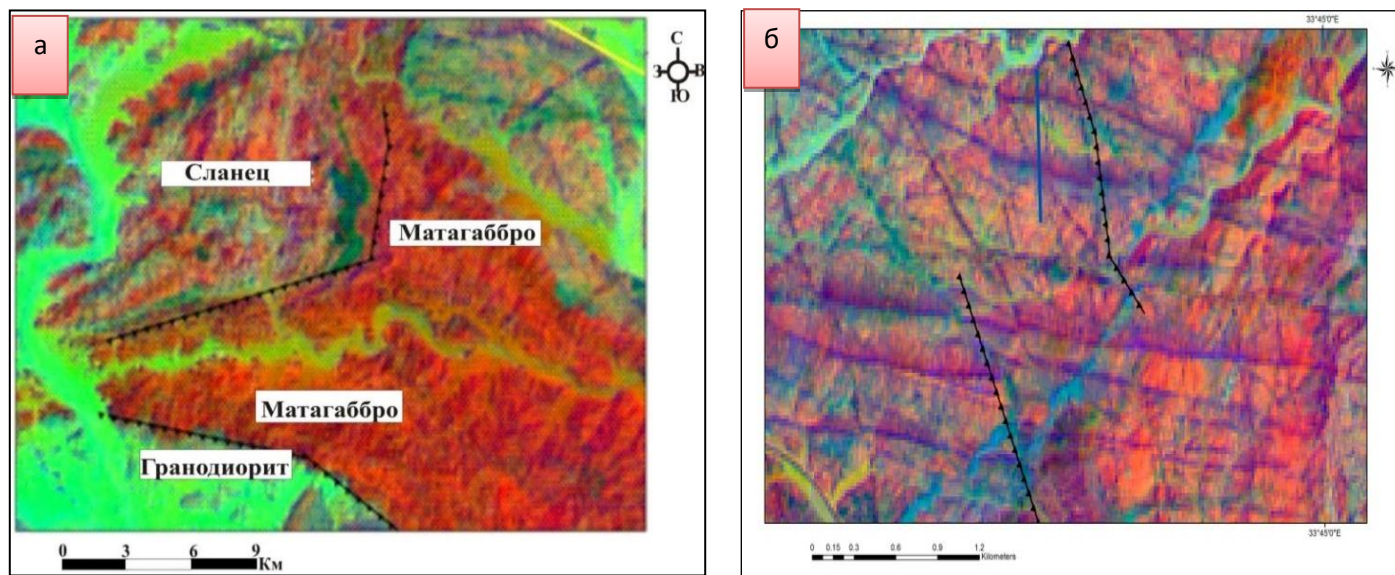


Рис. 2.31. Изображение Sentinel-2A, показывающее надвиги в районе исследования (а, б)

Сдвиговые разломы достаточно распространены в районе Вади Ум-Тагир и встречаются во всех масштабах. На спутниковом снимке Sentinel-2A можно легко наблюдать и обнаруживать многие крупные сдвиговые разломы, а также их можно проверить в полевых условиях. Вади-аль-Баруд – одно из левосторонних сдвиговых движений (Sinistral), которое имеет простирание ЗСЗ-ВЮВ с горизонтальным смещением длиной около 1,6 км. Кроме того, северная часть гранодиоритового массива Габал аль-Баруд смещена по горизонтали примерно на 1 км к востоку (рис. 2.32 а). Наблюдались многие особенности, связанные с движением, такие как наклон некоторых даек, а также разрушение монцогранита. На западе Гейбл-Абу-Фурад в юго-западной части исследуемой области в метавулканокластических и метагаббро-породах имеется левосторонний сдвиг, имеющий латеральное смещение около 600 м и ширину около 250 м (рис. 2.32 б). Левосторонние сдвиги на исследуемой территории имеют простирание северо-западного-юго-восточного и восточно-западного направлений.

С другой стороны, правосторонние сдвиги обычны и четко видны на дороге Кена-Сафага. Боковое смещение по разлому около 2,5 км (рис. 2.33а). Другой правосторонний сдвиг в районе исследований расположен в районе восточного района Гейбл Наккара. Длина разлома составляет около восьми километров по снимку Sentinel-2A и Google Earth. Боковое смещение составляет 1,5 км, имеет тренд с востока на запад (рис. 2.33б). Однако правые боковые сдвиги в основном тянутся в направлениях восток-запад, север-юг и северо-восток юго-запад.

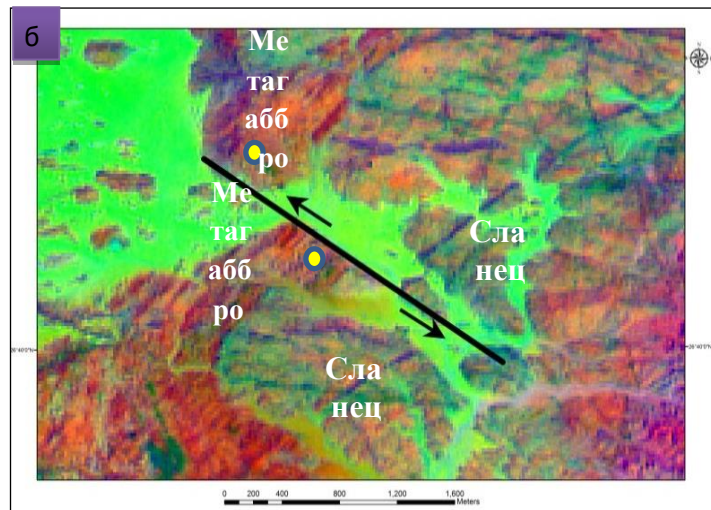
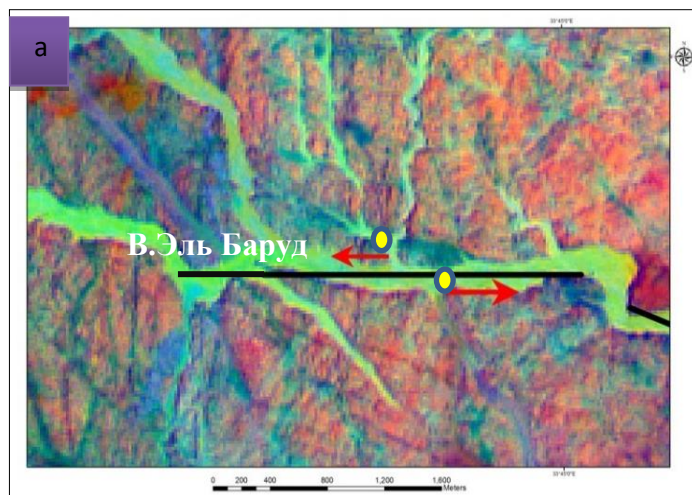


Рис. 2.32. Изображения Sentinel-2A, показывающие левые боковые сдвиги в районе исследования

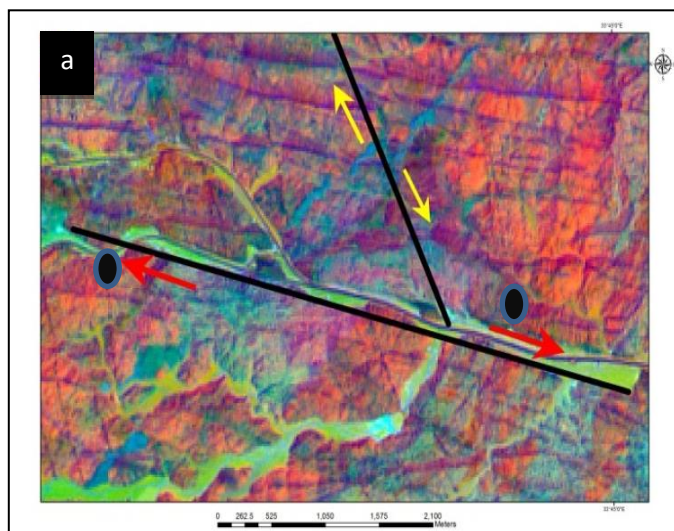


Рис. 2.33. Изображения Sentinel-2A, показывающие правосторонние сдвиги в исследуемой области

Стыки регистрируются из-за напряжений растяжения или сдвига, действующих на горные массивы. В целом они хорошо представлены во всех исследованных породах, в основном на гранитных породах. Стыки имеют направления NE, NNW, NW, SW и N-S. Гранитные породы характеризуются тремя наборами трещин, а также горизонтальными и вертикальными трещинами (рис. 2.34а). Как и явления расслоения, обычны на исследуемой территории в гранитных и габброидных породах (рис. 2.34б, в). С другой стороны, столбчатые трещины наблюдаются особенно в доханских вулканических порфирах на дороге Кена-Сафага. Метавулканокластические породы в южной части текущего исследования затронуты высокими трещинами, в основном они имеют северо-восточный простираие (рис. 2.34г).

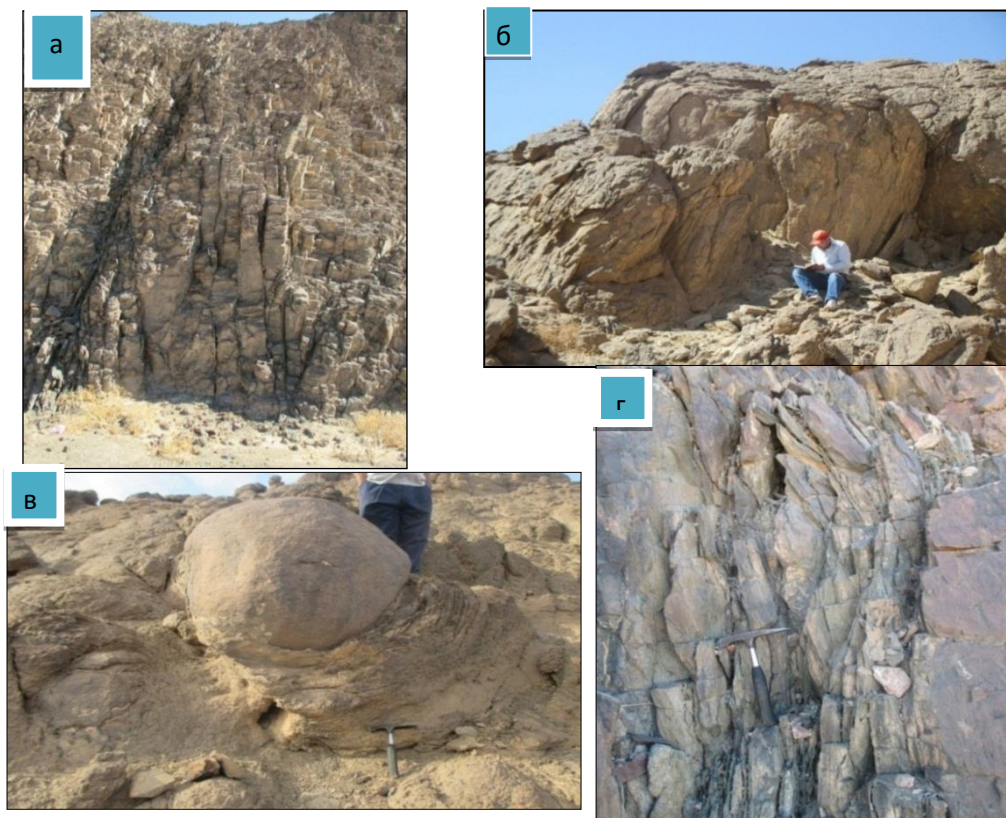


Рис. 2.34. Полевые фотографии, показывающие типы стыков в районе Ум-Тагир

Складчатость. Представлена как крупная складчатая структура в южной части исследуемой области. Образована в основном упругой характеристикой метавулканокластической породы в осевой плоскости В-З, что указывает на напряжение сжатия в направлении С-Ю, на которое воздействует область (рис. 2.35 а, б).

Дайки. Дайки и жилы различной формы и состава, проникающие во все более древние породы, легко интерпретируются на снимке Landsat по их цвету, тону, контрасту, линейной форме и соотношению полей. Дайки широко распространены на картированной территории, особенно в гранитных породах; тренды даек направлены во все стороны (рис. 2.36а). Карта плотности даек показывает, что дайки сосредоточены в средней части исследуемой области. Они имеют другой состав и толщину, а также более устойчивы, чем другие породы. Судя по роза-диаграмме даек в исследуемой области, преобладающими трендами являются ЗСЗ-ЮВ-ЮВ и СЗ-ЮВ с незначительным трендом в направлении восток и север-юг (рис. 2.36б). Их толщина варьируется от 30 см до примерно 15 м и простирается примерно до 10 км (рис. 2.36в). Они представлены дайками основных, средних и кислых пород, представленными дайками базальтов, андезитов и гранитов. Замечено, что некоторые из них встречаются в виде наклонных даек, вероятно, из-за действия

сдвигов с востока на запад, затронувшего щелочной полевошпатовый гранит Гейбл-Абу-Хавис и Ум-Тагир.

Рис. 2.35. Изображение Sentinel-2A (а) и полевая фотография, показывающая синклиналиную складку в районе Ум-Тагир (б)

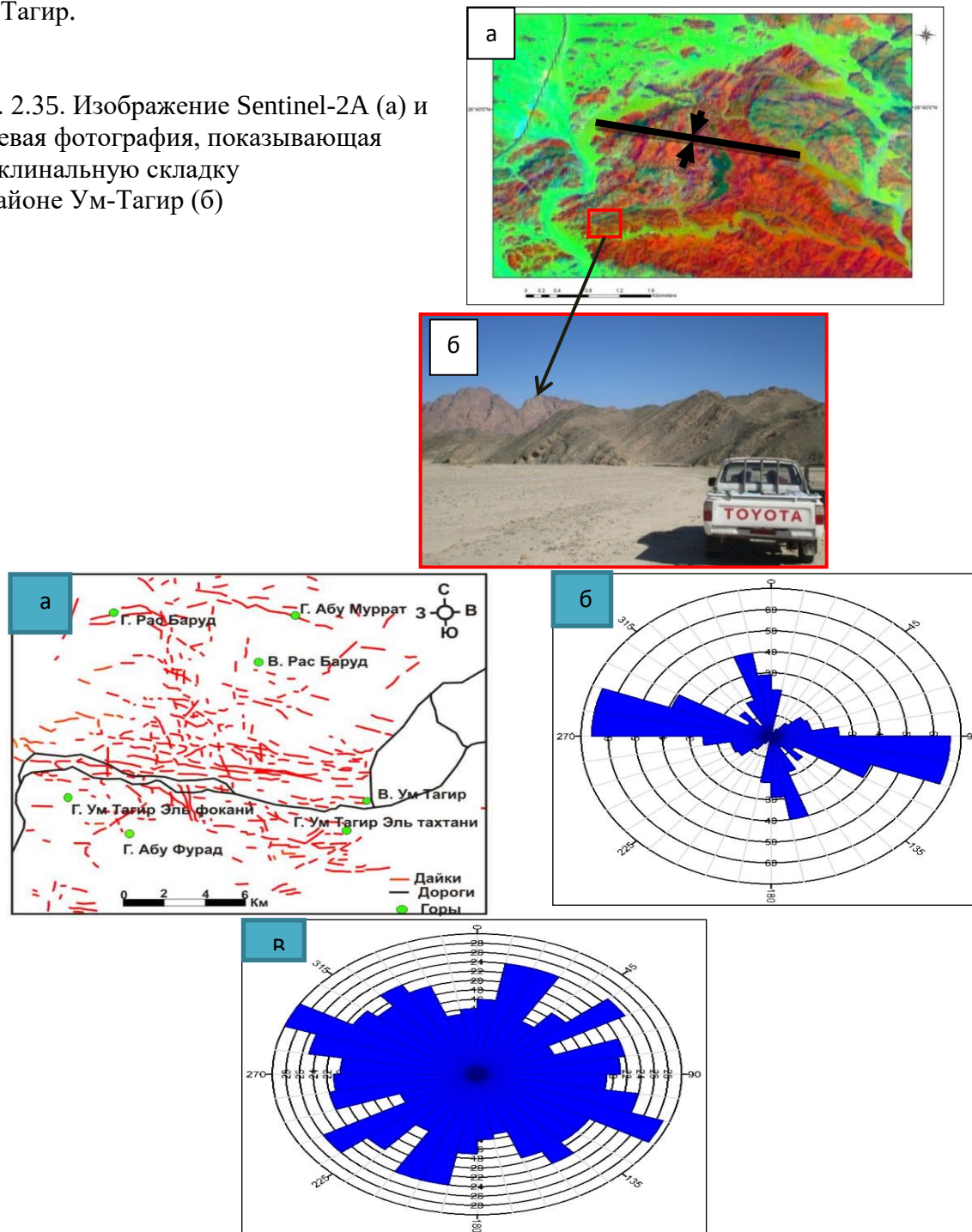


Рис. 2.36. Типы даек в районе исследования (а); роза-диаграмма для типов даек (б); роза-диаграмма, показывающая длину даек всех типов (в)

Таким образом, интерпретация данных дистанционного зондирования, подтвержденная полевыми исследованиями и анализом материалов региональных геолого-съёмочных работ, позволила создать новую геологическую карту района Ум-Тагир в масштабе 1:50 000 (см. рис. 2.4).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В данной главе обобщены результаты геохимических исследований, проведенных автором, а также дана геохимическая классификация изученных магматических разностей пород, рассмотрены возможные геотектонические обстановки их образования.

3.1. Геохимические особенности метавулканокластических и магматических пород района Ум-Тагир

Результаты полных силикатных анализов основных оксидов, редких и редкоземельных элементов в сланцах, метагаббро, тоналитах, гранитах, андезитах, монцогранитах и щелочно-полевошпатовых гранитах, а также в различных типах даек исследуемой территории приведены в таблицах 3.1, 3.2, 3.3 и 3.4.

Таблица 3.1

Основные оксиды, элементы-примеси и РЗЭ актинолит-роговообманкового сланца и метагаббро

	Метавулканокластические породы					Метагаббро			
Номер образца	71	72	72а	73	73а	70а	70b	70с	74а
SiO ₂	48.7	48.8	49	50.2	50.0	48.1	47.0	47.2	47.3
Al ₂ O ₃	15.4	15.8	15.6	16.1	16.0	17.6	16.3	16.5	18.2
Fe ₂ O ₃	15.3	14.5	14.0	12.4	12.5	12.7	12.8	12.6	11.2
FeO	1.7	1.86	1.9	3.7	3.9	1.2	1.7	1.6	1.4
CaO	8.19	8.5	9.0	7.78	7.8	10.2	11.3	11.24	12.35
MgO	3.86	4	4.2	3.57	3.6	5.36	6.0	6.02	5.22
TiO ₂	2.08	2.05	2.1	1.88	1.8	1.55	1.6	1.56	1.12
P ₂ O ₅	0.24	0.4	0.6	0.31	0.3	0.18	0.3	0.22	0.27
Na ₂ O	1.9	2.7	2.8	2.6	2.5	1.02	1.0	1.08	1.02
K ₂ O	0.42	0.45	0.5	0.23	0.2	0.55	0.7	0.66	0.31
L.O.I.	0.98	0.99	0.3	1.02	0.8	1.4	1.0	1.22	1.09
Av	99.5					99.7			
Микроэлементы									
Cr	168	175.2	176	177.6	178	607.2	609	606	608.5
Ni	67.2	68	69	68.7	69	182	185	174	181.3
Cu	45.7	46.3	47	47.7	48	148.3	149	147	150.8
Zn	131.2	128.6	129	126.8	127	123	125	118	117
Zr	112	108	107	115	116	156	160	174	172
Rb	2.69	2.85	2.9	2.35	2.4	9.2	10	10.2	9.8
Y	33.2	28.3	28.1	27.2	27	12.6	13	12.9	13.3
Ba	78.3	79.2	79.5	81.8	83	50.6	51	51.5	53.5
Pb	13	12	12.2	11.8	12	24.8	25	24	25
Sr	169	175	174	176	175	437.2	439	441	442.7
Ga	3	4	4	5	4	12	10.5	11	13

V	249.9	246	245	239.7	240	208.8	209	177	176
Nb	3	2	2	3	2	2	1.9	2	2
Co	144.8	141	142	140.8	141	155	156	155.3	154.4
U	0.14	0.21	0.2	0.23	0.2	0.16	0.2	0.15	0.14
Th	0.34	0.62	0.6	0.64	0.6	0.42	0.4	0.4	0.41
Редкоземельные элементы (РЗЭ)									
La	5	6	6	7	6	7	6	5	6
Ce	13	12	13	20	14	15	16	17	16
Pr	2.1	2.4	2.5	3	3.1	2.2	2.3	2.7	2.4
Nd	12	11	12	13	12	12	11	13	11
Sm	4	5	5	4	5	2.5	2.4	2.6	2.7
Eu	1.3	1.7	1.4	1.5	1.6	0.8	0.9	0.9	1
Gd	6	4	5	5	4	3	2.9	2.7	2.5
Tb	1	1.2	1.1	0.8	0.7	0.3	0.4	0.5	0.4
Dy	6	7	6	5	6	2	2.3	2.6	2.3
Ho	1.3	1.2	1.3	1	1.1	0.6	0.7	0.7	0.5
Er	4	3	3	3.2	3.0	1.3	1.4	1.5	1.4
Tm	0.6	0.5	0.6	0.4	0.5	0.3	0.2	0.4	0.2
Yb	3.4	3.2	3.1	3	3.3	1.1	1.4	1.2	1.3
Lu	0.5	0.6	0.5	0.4	0.35	0.2	0.3	0.4	0.12
ΣREE	60.2	58.8	59	67.3	68	48.3	49	50.8	47.8
Eu/Sm	0.3	0.34	0.35	0.4	0.41	0.32	0.33	0.34	0.37
Av (Eu/Sm)	0.4					0.35			

Таблица 3.2

Основные оксиды, элементы-примеси и РЗЭ тоналита, гранодиорита и андезита

	Тоналит				Гранодиорит						Андезит		
Номер образца	42	65	69a	79	23	26	31a	46	75	76	57	61a	63
SiO₂	60.7	64	63.2	64.5	69	67.7	68.5	69.2	68.4	69.3	62	61.6	61.4
Al₂O₃	14.8	13.2	14.4	14.4	14.9	14.5	13	13.1	13.4	14.3	15.2	14.7	14.78
Fe₂O₃	10	6.55	6	5.54	2.91	2.59	5.16	3.46	3.48	3.43	8.5	6.03	7.59
FeO	0.3	3.2	1.3	2.02	0.52	0.75	1.23	1	1.2	1.3	1.2	1.6	1.4
CaO	5	3.87	5.01	4.47	3.94	4.48	4.4	3.09	5.59	3.85	3.26	4.97	4.51
MgO	1.94	1.92	2.77	1.92	0.91	0.86	0.84	1.56	1.35	0.92	2.57	2.77	2.43
P₂O₅	0.8	0.25	0.33	0.23	0.3	0.16	0.14	0.2	0.17	0.16	0.23	0.33	0.35
TiO₂	2.04	0.74	0.9	0.6	0.73	0.38	0.37	0.74	0.48	0.38	1.06	0.93	1.3
Na₂O	2.6	3.4	2.9	3.6	4.3	4.4	3.2	4.1	3.9	4.03	3.4	3.6	3.1
K₂O	0.91	2.04	1.54	1.01	1.07	1.57	1.83	1.95	1.69	1.49	1.88	1.54	1.41
L.O.I.	0.68	0.99	0.52	0.8	0.35	0.94	0.76	0.95	1.02	0.97	0.4	1.22	1.09
Av	99.7				99.7						99.66		
Cr	16.1	56.6	123	42.2	28.3	17.6	13.3	26	33.6	14.3	34	123.4	61
Ni	14.6	35.8	105	33	24.9	10	-	28	24.7	-	96.4	107	55.8
Cu	1.59	28.4	90.8	23.3	18.5	4	3	21.2	16.8	0.1	87	90.3	44
Zn	186	80.4	87.5	64.2	60.2	68.4	34.2	66.8	57	52.7	92	88.3	122.2
Zr	25	30	27	32	51	62	43	56	47	40	145	154	132
Rb	12	23.5	11	14.4	12	84	75	52	66	73	19.2	18	18.45
Y	10	13.1	8	7.4	8.5	11.5	12	15.1	10.2	14	14.5	13.6	13.8

Ba	434	456	486	180	388	376	298	412	363	322	285	278	281
Pb	29.9	4.36	14.6	24.3	9.4	15	18	21	20	18.1	28.7	28.3	36.8
Sr	623	480	915	857	801	431	388	712	405	637	753	921.8	601.7
Ga	13	9	10	12	14	16	12	15	11	17	14	15	10
V	167	74.1	100	62.8	71.7	25	25.3	67.2	44	26.1	109.8	105	138.4
Nb	17	15	12	14	16	21	15	14	18	17	16	22	17
Co	104	33	52.9	31	21.4	15	18	24.8	19.3	12.3	45.8	54.7	69.3
U	1.05	1.5	1	0.7	1.2	1.4	1.06	1.45	1.23	1.02	0.77	0.55	0.63
Th	2.8	2.85	2.57	1.16	2.7	2.44	2.63	2.9	2.87	2.52	2.75	2.33	1.86
La	18	22	20	13	17	16	21	25	28	20	16.2	18	17.7
Ce	53	51	49	29	39	42	38	44	51	47	40	38.4	39.2
Pr	5	7	6	4	5	4	7	6	5	9	5	6	5.2
Nd	19	25	27	14	19	17	23	20	24	26	23	24.5	22.6
Sm	6	4	5	3	3.3	4	3.5	3.8	3.1	4.1	4.5	5	4.6
Eu	2	1	2	1	1.1	2	1.6	1.8	1.4	2.6	1.5	1.3	1.4
Gd	3	5	4	2	2.6	3	2.8	2.4	2.1	3.2	4.6	4.8	4.2
Tb	1	2	1	0.3	0.34	0.2	0.5	0.6	0.4	0.35	0.4	0.7	0.5
Dy	3	1	2	2	2	3	2	4	3	5	3	3.2	2.9
Ho	0.6	0.8	0.5	0.3	0.3	0.8	0.2	0.7	1	0.6	0.8	0.4	0.6
Er	2	1	1.3	1	1	3	1	2	4	2	1.5	1.7	1.4
Tm	0.4	0.5	0.2	0.13	0.13	0.2	0.3	0.1	0.16	0.2	0.3	0.4	0.2
Yb	1	1.2	1	0.6	0.8	1	1.2	1.8	1.6	1.3	1.6	1.8	1.4
Lu	0.3	0.4	0.2	0.1	0.13	0.5	0.4	0.5	0.6	0.3	0.1	0.4	0.2
ΣREE	114	122	119	70.4	91.7	96.7	103	113	125	122	102.5	106.6	101
Eu/Sm	0.3	0.25	0.4	0.3	0.3	0.5	0.45	0.5	0.45	0.6	0.33	0.26	0.3
Av (Eu/Sm)	0.3				0.5						0.3		

Таблица 3.3

Основные оксиды, элементы-примеси и РЗЭ монцогранита и щелочно-полевошпатового гранита

Номер образца	Монцогранит													Щелочно-полевошпатовый гранит				
	1	4	11	13	16	28B	33A	35	52A	54	61B	74B	78	14A	19A	33B	36	52B
SiO₂	77	76	73.6	77.6	75.7	75	75.5	73.9	72.5	73	70.6	72.58	73.1	76.6	77.12	75.6	76.3	74
Fe₂O₃	2.34	1.9	1.8	1.9	2.46	2.04	2.44	2.97	3.22	3.3	4.7	3.7	2.62	1.9	1	1.92	1.43	2.6
FeO	0.12	0.04	1.4	0.87	1.05	1.2	1	0.84	0.91	0.8	1.3	0.48	0.91	0.23	0.3	0.16	0.13	0.4
CaO	0.43	0.2	2.2	0.5	1.6	1.61	0.8	1.6	1.8	1.03	1.6	1.7	1.9	1	0.2	0.76	0.83	1.35
MgO	0.23	0.09	0.7	0.3	0.25	1.5	1.2	1.13	1.5	0.4	0.64	1.73	1.4	0.14	0.14	0.24	0.29	0.85
TiO₂	0.4	0.08	0.3	0.12	0.2	0.11	0.12	0.08	0.4	0.5	0.6	0.2	0.3	0.15	0.16	0.2	0.15	0.07
P₂O₅	0.07	0.06	0.11	0.07	0.16	0.06	0.07	0.16	0.1	0.08	0.14	0.6	0.12	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06
Al₂O₃	10.6	12	11.4	10.2	11.4	11.3	10	10.8	11.44	13.2	12	12	11.3	10.9	10.9	11	11.54	11.7
Na₂O	3.5	4.4	4.35	3.02	4.01	4.1	3.2	3.76	3.44	3.3	3.4	3.76	3.53	3.35	4.15	4	4.03	4.16
K₂O	4.73	3.64	3.5	4.2	3.64	4.6	4.8	3.9	3.1	3.7	4.3	3.01	3.86	4.65	6.4	4.9	5	4.9
L.O.I.	0.67	1.06	0.85	0.65	0.54	0.42	0.27	0.84	0.86	0.75	0.7	0.69	0.88	0.35	0.92	0.48	0.24	0.72
Av	100													99.6				
Cr	7.6	7.91	16.5	3	6.5	10	7.8	6.6	16.2	4.6	9.8	9.9	7.6	10	7.4	8.6	7.2	6.4
Ni	-	9	10	12.2	-	9	11	11	-	-	11.5	15	11.3	-	-	-	10.3	-
Cu	0.8	6.05	5.2	8.8	-	4.3	8.4	7.6	0.5	-	4.9	7.8	8.3	1.4	1.3	0.4	8.3	1.4
Zn	283	41.3	42	26	50	22.4	73	10	58.8	93.6	121.7	88.1	64.2	17	7	67	17.5	31.2
Zr	122	130	133	141	132	145	151	142	127	128	134	150	128	122	134	146	126	158
Rb	50.2	98	115	125	156	162	175	87	23.4	194	186	191	162	216	232	254	242	66.1
Y	34.4	42	36	52	41	28	46	36	20.3	37	49	52	54	38	29	18	22	10
Ba	76.1	256	316	356	298	304	364	197	1240	235	214	216	322	256	303	385	246	93
Pb	23	0.08	14.6	24.5	-	11.4	27.7	11.8	7.9	25.6	3.7	14.5	25.3	25.6	-	0.4	11.6	3.4
Sr	45	17.9	393.4	89.3	32.7	44.6	66	47.5	175.3	167.5	156.7	303.7	214.6	82.5	33.5	74.6	46.2	41
Ga	14	12	22	16	18	15	24	28	13	11	15	23	25	28	18	16	32	22
V	9.9	-	12	-	-	-	-	-	19.1	19.8	26.3	46.6	9.2	-	-	-	-	-

Nb	20	18	24	32	41	17	26	28	17	24	19	21	20	18	42	30	52	54
As	8.5	3.9	-	-	3	6.8	10.3	6.7	6.1	10	-	-	-	9.8	-	4.2	6.2	4.5
Co	15.4	7.9	11	10.6	8.6	9.2	5.5	14.2	8.7	19.5	18.9	20.2	8.3	8.7	9.8	1.7	12	7.8
U	1.42	1.23	1.07	1.1	1.28	1.8	2.2	1.2	0.6	0.8	1.22	1.5	0.84	2.07	1.22	1.3	1.5	1.45
Th	7.9	4.23	6.02	4.02	4.2	5.23	3.4	2.56	4.11	4.8	5.2	3.4	3.2	1.71	1.44	1.25	1.85	1.25
La	134	50	62	56	55	49	53	61	50.3	45	42	51	58	23	32	30	25	20
Ce	275	110	98	102	106	115	90	114	109	93	96	102	116	62	50	36	42	40
Pr	31.6	15	16	14	12	17	15	19	13	20	15	18	20	2	3	1	2	3
Nd	119	42	40	36	32	35	43	55	53.4	62	48	51	50	31	36	32	40	26
Sm	17.3	10	12	13	9	10	14	11	9.19	17	8	9	7	4	4	5	4	3
Eu	1	1	3	2	1	3	2	4	3	2	3	2	1	1	0.8	1.1	0.6	0.8
Gd	15.8	10	9	8	6	7	8	6	7	9	8	12	10	8	6	7	6	5
Tb	1.6	2	1	2.2	1.2	2	1	1.8	0.9	1.5	3	1.6	2	1	2	2	1	1
Dy	8	5	7	9	6	7	10	9	4.8	4	6	5	8	2	3	3	1	2
Ho	1.5	1.6	1.5	1.2	2	1.8	1.7	1	0.8	1.1	1.6	1.7	1.3	1	1	1	2	1
Er	4	3	2	5	2	4	3	2	2.13	4	2	3	5	2	3	2	4	1
Tm	.54	0.6	0.8	0.4	0.7	0.5	1	1.1	.31	0.8	1	1.2	0.3	1	2	3	4	3
Yb	4	3	4	1	2	1	3	2	2.05	2	2	3	2	2	2	1	3	1
Lu	1	0.6	0.2	0.5	0.8	0.7	0.6	0.4	0.3	0.9	1	0.5	0.3	0.8	2	1	1	2
ΣREE	614.34	253.8	256.5	250.3	235.7	253	245.3	287.3	256.18	262.3	236.6	261	280.9	139.8	146.8	126.5	136	109
Eu/Sm	0.06	0.1	0.3	0.2	0.1	0.3	0.14	0.4	0.3	0.1	0.4	0.3	0.14	0.3	0.2	0.2	0.16	0.2
Av (Eu/Sm)	0.2													0.2				

Таблица 3.4

Основные оксиды, элементы-примеси и РЗЭ различных типов даек

Номер образца	Гранитная дайка			Дайка риолитов			Андезит дайка			Базитовая дайка		
	9	26с	50	43а	43b	43с	19b	19с	19d	14b	31b	33с
SiO ₂	78.4	77	73	77.3	74	77	67	65	64	48	46	44
Fe ₂ O ₃	2.1	3.2	3.5	3.2	3.6	3.1	4.5	5.6	6	11.3	12	13.5
FeO	0.12	0.3	1	0.11	0.7	0.2	1.8	1.5	2	6.5	6	4.58
CaO	1	0.9	1.5	0.4	0.5	0.6	2.3	2.6	2.5	5	5.5	6.2
MgO	0.3	0.2	0.4	0.3	0.6	0.2	1.5	2.4	2	5.8	5	5.4
TiO ₂	0.2	0.12	0.3	0.4	0.3	0.3	0.6	0.8	0.7	2.36	3	2.7
P ₂ O ₅	0.05	0.07	0.1	0.1	0.3	0.08	0.2	0.3	0.4	1.4	1.5	1.8
Al ₂ O ₃	10.4	9.5	11	12	12	10	14	15	13	17.1	16	17.5
Na ₂ O	3.9	3.8	4	3	3.5	3.2	3.5	3.8	4	2.6	2.5	2.9
K ₂ O	4.4	4.2	4.1	4.14	4	4.3	2.8	2.4	2.7	0.1	0.4	0.3
L.O.I.	0.83	0.71	0.9	0.92	0.5	0.7	0.94	0.56	0.7	0.94	0.9	0.8
Av	99.8			99.9			99.7			99.9		
Cr	11.3	12	11	7	8	9	61.3	62	62.5	432	441	448
Ni	-	-	-	10.4	11	11.5	47.6	49	50	166	167	167
Cu	0.3	0.4	0.5	4	4	3	39.1	41	42	148	147	146
Zn	112.3	131	132	156	161	164	65.4	70	73	134	268	400
Rb	107	122	125	66	70	72	50	53	58	1	1.6	2
Y	69	82	74	75	79	85	11	12	13	16	17	18
Ba	93	112	103	786	795	800	451	470	487	30	36	41
Pb	11.4	12	12	6	6	5	15.6	15.7	16	53	55	56
Sr	33.5	36	35	59	61	62	403.5	408	412	306	351	394
V	-	-	-	13	14	15	57	60	61	203	213	222
As	6.6	7	7	5.3	5.7	6	-	-	-	-	-	-
Co	9	11	10	17.6	18	19	35.1	36	37	122	131	139
U	5.6	5.5	6	2.5	2.4	2.1	1.2	1.3	1.4	1	0.8	0.5
Th	16	15	16	7.6	7	6.4	4.3	4	3.5	2.2	2.5	2.6
La	91	95	85	62	60	65	17	19	20	21	18	17
Ce	185	191	175	145	148	151	35	38	41	45	41	38
Pr	27	24	20	19	20	23	4	5	6	7	6	5
Nd	97	93	87	74	75	78	17	15	16	28	26	24
Sm	21	17	15	15	17	18	3	5	4	8	7	6
Eu	2	2	3	3	5	4	1	3	2	3	4	2
Gd	19	17	14	16	14	15	3	5	4	4	3	5
Tb	3	2	3	3	3	2	1	3	2	2	2	1
Dy	15	13	12	15	16	17	3	4	2	3	5	4
Ho	2	3	2	3	4	2	1	2	1	2	2	1
Er	11	8	9	9	8	10	1	2	2	3	4	2
Tm	2	1	2	2	3	1	0.2	0.4	0.5	.4	0.5	0.3
Yb	9	8	7	8	6	7	1	3	2	2	1.5	1.3
Lu	2	1	1	1	3	2	0.2	0.5	0.3	0.4	0.3	0.2
ΣREE	486	474	435	375	382	395	87	105	103	127	120	107
Eu/Sm	0.1	0.05	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.6	0.5	0.4	0.6	0.3
Av (Eu/Sm)	0.08			0.23			0.5			0.4		

Приведенные данные используются ниже для классификации и отслеживания химического родства исследованных горных пород. Согласно Pearce и Cann (1973), образцы сланцев располагаются в пределах поля базальта и долеритовых силлов (рис. 3.1 а). С другой стороны, согласно классификации бинарной диаграммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и SiO_2 (Cox et al., 1979), графики проанализированных образцов метагаббро и андезитовых пород попадают в поля габбро и андезита, как и ранее (рис. 3.1 б, в), в то время как образцы гранитов, согласно Middlemost (1985), попадают в поля тоналита, гранодиорита, монцогранита и щелочно-полевошпатового, как показано на (рис. 3.1 г). Кроме того, геохимическая классификация габбро, метагаббро, гранитов и андезитовых пород совпадает с петрографическими классификациями. Образцы различных типов даек в соответствии с классификацией бинарной диаграммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - SiO_2 (Cox et al., 1979) относятся к полям гранитов, риолитов, андезитов и базальтов в предыдущем порядке (рис. 3.1 д, е), так что область даек хорошо совпадает с петрографическими классификациями.

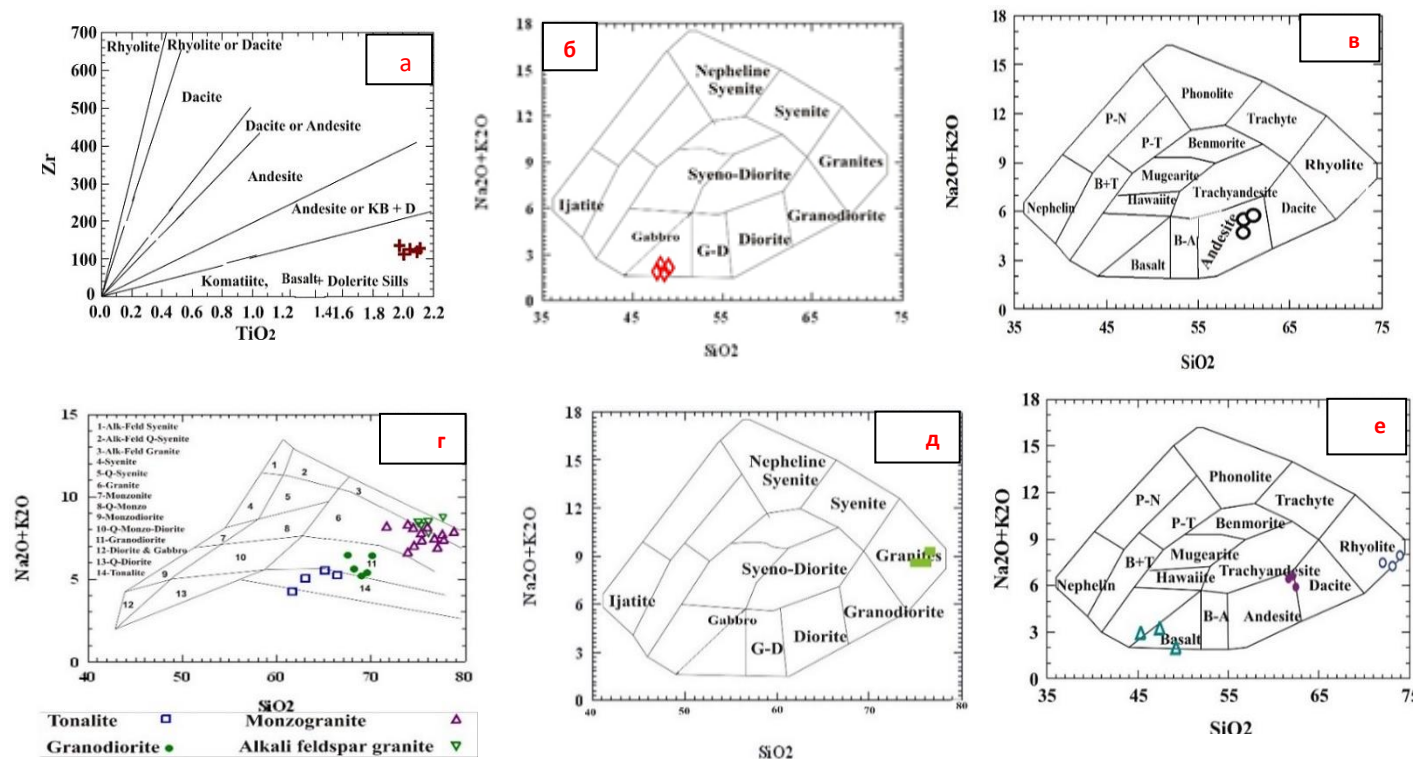


Рис. 3.1. **а)** диаграмма Zr (ppm) - TiO_2 (мас.%) (Pearce and Cann, 1973) изученного сланца; **б)** графики исследованной габбро и метагаббро SiO_2 - ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) диаграммы Cox et al. (1979) для plutonic пород; **в)** графики исследуемого андезита на диаграмме SiO_2 - ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) Cox et al. (1979); **г)** графики исследованных гранитов на диаграмме SiO_2 - ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) Middlemost (1985); **д)** графики исследованных даек SiO_2 - ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) диаграммы Cox et al. (1979) для plutonic пород; **е)** графики исследованных даек SiO_2 - ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) диаграммы Cox et al. (1979) для вулканических пород.

3.2. Тип магмы и геодинамическая обстановка формирования метавулканокластических и магматических пород района Ум-Тагир по геохимическим данным

Тип магмы изученных горных пород и различные типы даек обсуждаются на основе следующих предложенных диаграмм.

Согласно Irvine и Baragar (1971), которые использовали бинарную диаграмму ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - SiO_2 для различения щелочных и субщелочных пород, все исследованные единицы пород в районе исследования и самые разные типы даек имеют субщелочную природу, за исключением образцов базальтовой дайки, которые имеют щелочную природу, как показано на (рис. 3.2 а, 3.2 б, 3.2 в, 3.2 г и 3.2 д). Однако, согласно диаграмме AFM Irvine и Baragar (1971), сланцы, метагаббро и дайки базальтов имеют тенденцию быть толеитовыми, в то время как гранитные породы, андезиты и дайки большинства различных типов имеют известково-щелочной характер, как показано на (рис. 3.3).

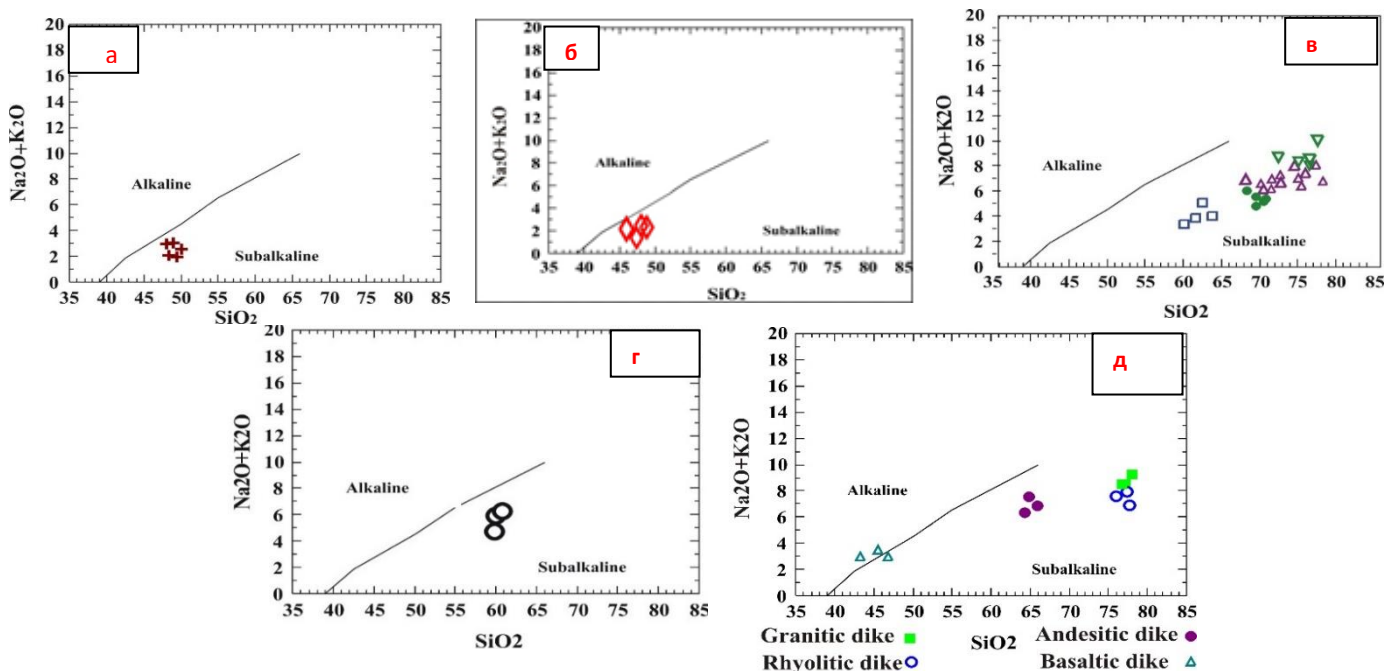


Рис. 3.2. Графики изученных толщ горных пород и даек на диаграмме AFM (Irvine, Baragar, 1971)

Геодинамическая обстановка формирования исследуемых пород определялась с использованием ряда дискриминационных диаграмм, использующих геохимические данные. Так, согласно диаграмме Pearce (1982) с соотношением Zr и Ti , исследуемые сланцевые (метавулканокластические) породы находятся в поле серии MORB (рис. 3.4а). С другой стороны, согласно соотношению Zr и TiO_2 на диаграмме Пирса (1982), видно, что исследуемые образцы метагаббро располагаются в поле серии островных дуг (рис. 3.4 б).

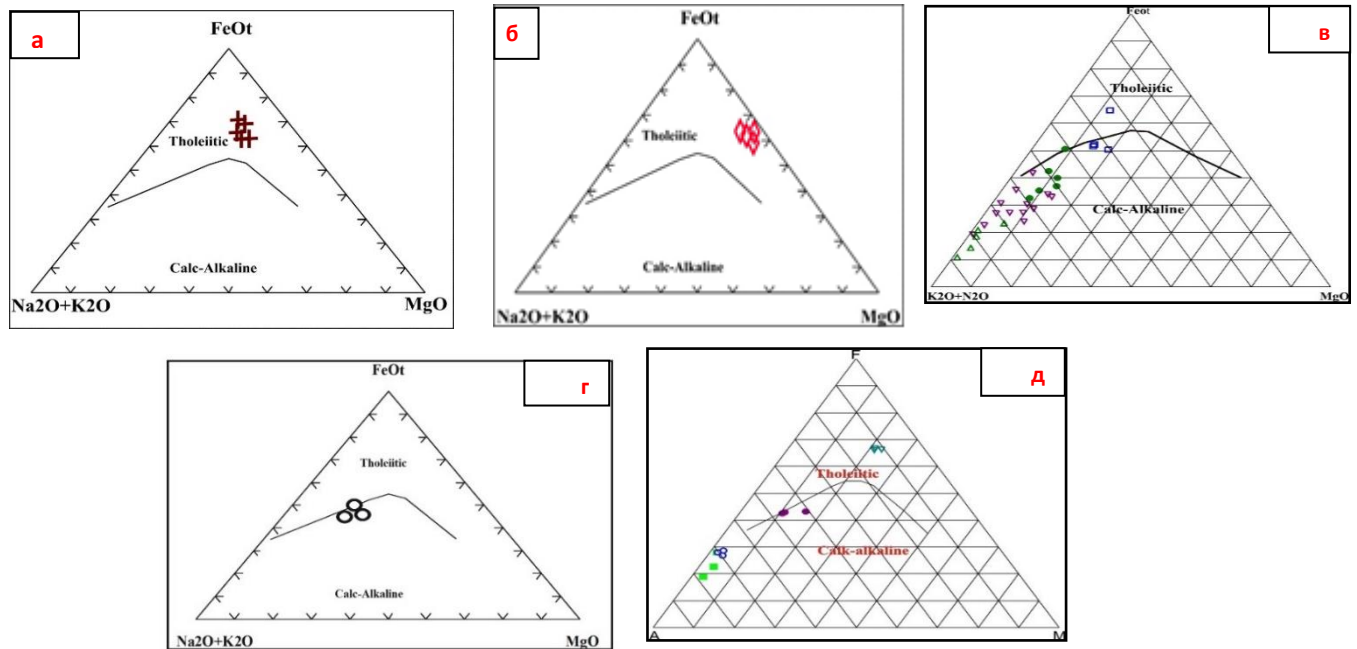


Рис. 3.3. Графики изученных толщ и даек на диаграмме AFM. (Irvine and Baragar, 1971)

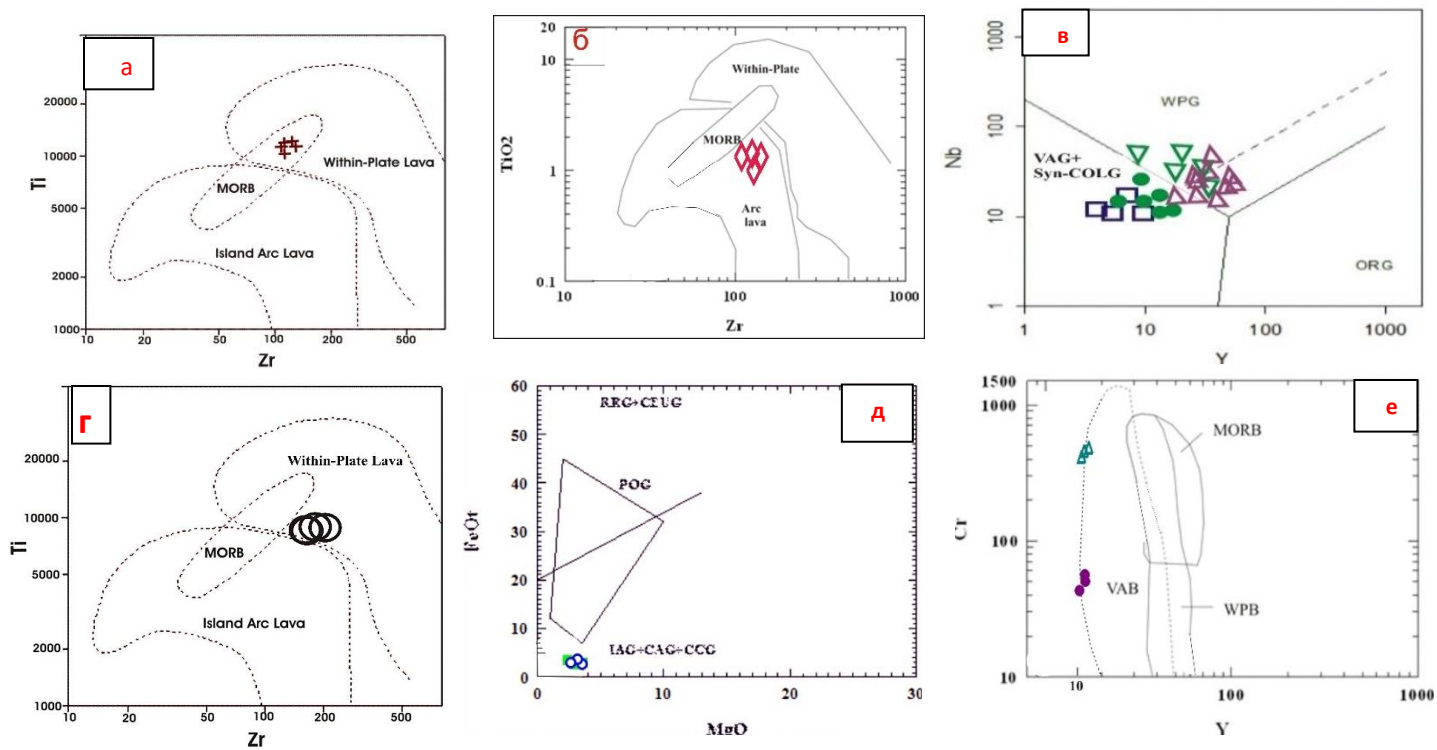


Рис. 3.4. а) Zr-Ti диаграмма Pearce (1982) исследуемого сланца; б) графики исследованных габбро и метагаббро на диаграмме NiO_2 - Zr + Nb (Pearce, 1982); в) графики исследованных гранитов на диаграмме Nb и Y (Pearce et al., 1984); г) исследуемый андезит на Ti-Zr диаграмме Pearce (1980); д) графики исследованных гранитных и риолитовых даек на диаграмме MgO-FeOt Maniar and Piccoli (1989); е) исследованные дайки андезитов и базальтов на диаграмме Cr vs. Y (Pearce, 1982).

С другой стороны, Pearce et al. (1984) использовали диаграмму Nb в зависимости от Y, чтобы показать тектоническую обстановку (ORG) гранита океанического хребта, (Syn-COLG) гранитов Syn-collision (VAG), гранита вулканической дуги и (WPG) внутри плитных гранитных полей. Согласно этой диаграмме, образцы тоналита и гранодиорита связаны с полем вулканической дуги, в то время как образцы монцогранита и щелочно-полевошпатового гранита связаны с внутриплитным гранитным полем (рис. 3.4 в).

Обстановки образования андезитов вулкана Дохан (Кена Сафага) на диаграмме Ti-Zr Пирса (1980), соответствуют полю внутриплитной обстановки (рис. 3.4 г), что не противоречит отнесение андезитов к позднеколлизийному магматическому комплексу. Более того, графики образцов гранитных и риолитовых даек на диаграмме MgO vs. FeO_T Maniar и Piccoli построены в области гранитов континентальной дуги (CAG), островодужных гранитов (IAG) и континентальных коллизийных гранитоидов (CCG) (рис. 3.4 д).

Согласно диаграмме Sr по сравнению с Y Pearce (1982), используемой для различения базальтов вулканической дуги (VAB), базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и базальтов внутри плит (WPB), графические образцы андезитовых и базальтовых даек связаны с полем базальтов вулканической дуги (рис. 3.4 е).

3.3. Редкоземельные элементы исследуемых горных пород

Распределение редкоземельных элементов в сланце варьируется в спектре (от La до Lu), который показывает слегка увеличенный спектр REE (La до Pr) и немного уменьшенный REE (Pr до Lu) со значительно небольшой или отсутствующей Eu-аномалией, в то время как метагаббро и андезит показывают небольшое обеднение структуры REE (La до Lu). Также ясно, что метагаббро немного увеличилось в структуре REE (Tb до Lu), все они имеют значительную небольшую аномалию Eu или вообще не имеют ее, как показано на нормированных на хондрит диаграммах REE Boynton (1984), (рис. 3.5 а, б и в).

С другой стороны, образцы редкоземельных элементов в гранитных породах (Boynton, 1984) показывают небольшое истощение фракционированного образца от легких до тяжелых, со слегка положительными и отрицательными аномалиями Eu от тоналита до монцогранита и гранитов из щелочного полевого шпата, как показано на (рис. 3.5 г).

Наконец, в дайках разных типов наблюдается небольшое уменьшение структуры REE (от La до Lu), а также в дайках гранитов и андезитов имеется значительная умеренно отрицательная Eu-аномалия, в то время как как в базальтовых, так и в андезитовых дайках наблюдаются положительные Eu-аномалии, как показано на рис. (рис. 3.5. д).

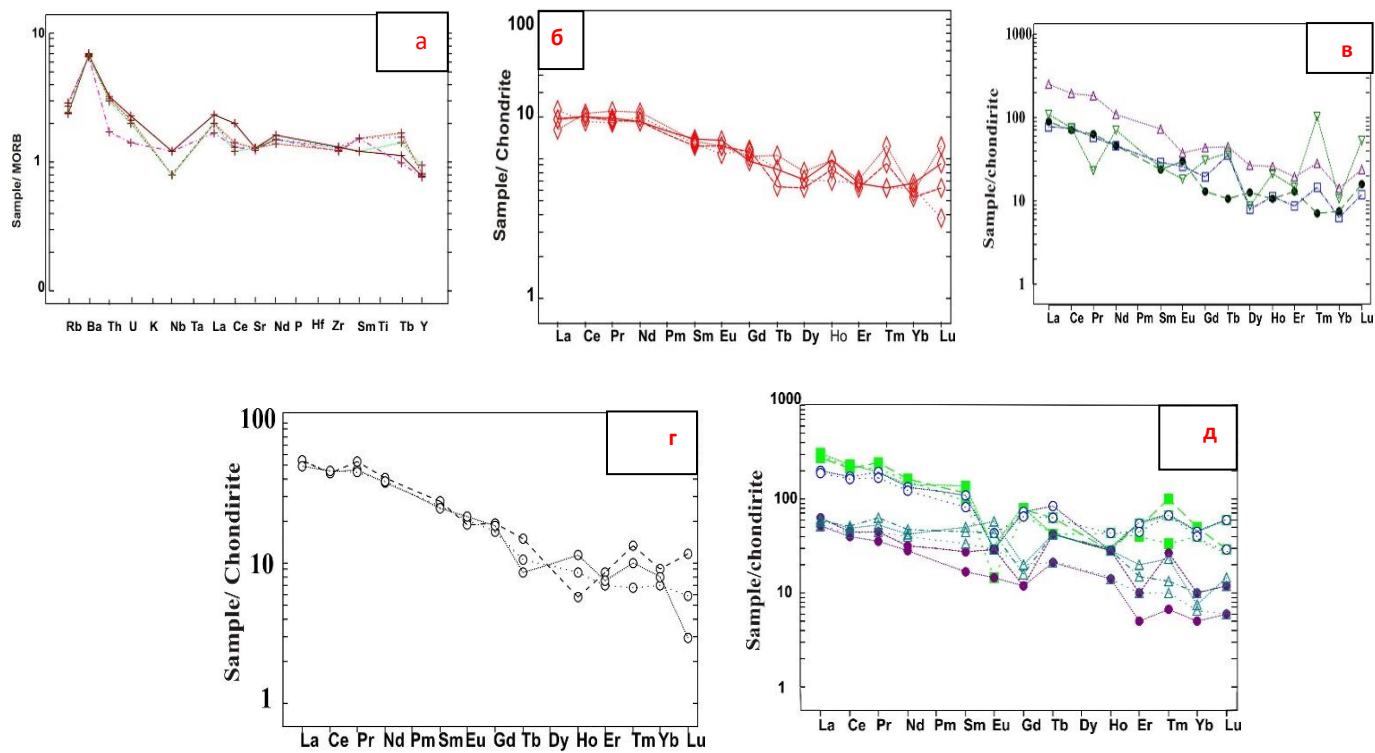


Рис. 3.5. Хондрит-нормированная диаграмма REE (Boynnton, 1984) изученных пород

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Согласно данным о совместной локализации магматических и вулканокластических образований района Ум-Тагир, их структурных взаимоотношений, геохронологических характеристик, подтверждающихся сведениями о геодинамической обстановке формирования исследуемых пород в районе Ум-Тагир выделено три главных магматических комплекса: комплекс островной дуги, который состоит в основном из метавулканокластических и метагабброидных пород; а также ранне- поздне- и постколлизийные комплексы континентальной коры, представленные габброидными породами, древними и молодыми гранитами, Доханским вулканом.

В следующих абзацах приведены выполненные автором петрографические описания данных пород.

4.1. Метавулканокластические и метагабброидные породы комплекса островной дуги

Метавулканокластические породы обычно представлены актинолит-роговообманковыми сланцами. Они имеют хорошо развитую сланцевую фактуру с чередованием светлых и темных полос (рис. 4.1 а). Темные полосы состоят из роговой обманки и хлорита, а светлые – из плагиоклаза и минералов кварца. Оксиды железа и апатит являются основными вспомогательными минералами, с другой стороны, актинолит, хлорит и эпидот являются основными вторичными минералами.

Актинолит представлен идиоморфно-субидиоморфными кристаллами до 0,8 мм в длину и 0,42 мм в ширину с содержанием от 16,63% до 22,12% минеральных составляющих породы. Актинолит часто имеет цвет от бледного до темно-зеленого (рис. 4.1 б). Чаще всего кристаллы актинолита образовались после преобразования кристаллов роговой обманки в качестве вторичных минералов.

Роговая обманка охватывает количество горных пород в составе от 28,37% до 29,15 минеральных составляющих породы. Представлена субидиоморфными и идиоморфными кристаллами длиной до 0,6 мм и шириной 0,38 мм от зеленого цвета, от сильно плеохроичного до темно-коричневого (рис. 4.1 б). Иногда они деформируются, превращаясь в минералы актинолит, эпидот и хлорит.

Плагиоклаз представлен субидиоморфными кристаллами до 0,32 мм в длину и 0,2 мм в ширину и составляет от 14,09% до 17,08% в составе породы. По составу это андезин с содержанием анортита до Ap_{43} . Иногда плагиоклаз незначительно изменяется на серицит (рис. 4.1 б).

Кварц покрывает количество горных пород от 14,06% до 13,64%. Он представлен в виде ангидридных кристаллов и мелких зерен, образующих вместе с плагиоклазом белые полосы сланца (рис. 4.1 а).

Хлорит появляется из-за изменения актинолита и роговой обманки. Хлорит охватывает количество пород в составе от 13,66% до 15,4% (рис. 4.1 б), в то время как эпидот встречается в виде идиоморфных призматических кристаллов, в пределах роговой обманки.

Оксид железа представляет собой темно-черные зерна неправильной формы, связанные с роговой обманкой (рис. 4.1 б), составляющие до 3,38% состава породы.

Апатит присутствует в виде мелких субидиоморфных бесцветных кристаллов, связанных с роговой обманкой, составляющих до 1,2% от состава породы.

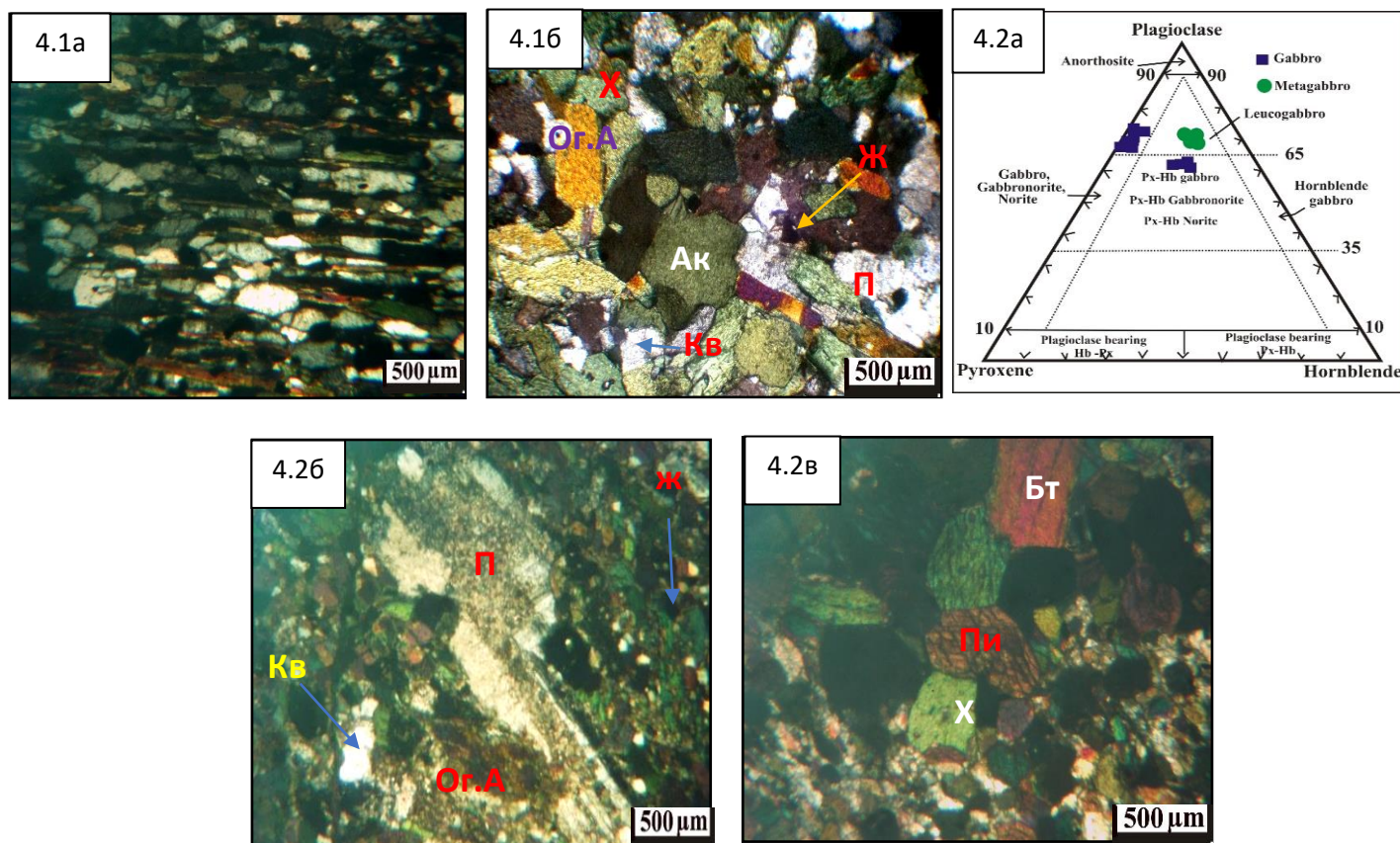


Рис. 4.1. а) микрофотографии, показывающие сланцевую структуру; б) актинолит (Ог.А) в некоторых мелких зернах плагиоклаза (П), кварца (Кв) и роговой обманки (Ог.А) в актинолит-роговообманковом сланце (С.Н.).

Рис. 4.2. а) график изученных метагаббро и габброидов по номенклатуре IUGS для габброидов (классификационная диаграмма, Le Maitre 2002); б) порфировая текстура плагиоклаза (П), окруженная мелкими зернами кварца (Кв) и роговой обманкой (Ог.А); в) кристалл авгита (Пи) и биотит (Бт) частично преобразованы в кристаллы хлорита (Х) в метагаббро (С.Н.).

Метагаббро. Для него характерны породы от среднего до крупнозернистого, в меньшей степени деформированные зеленовато-черными массивными породами, обычно демонстрирующие порфировую структуру как обычную текстуру. Согласно классификационной диаграмме габброидов IUGS Le Maitre (2002), он выглядит как состав лейкогаббро, как показано на (рис. 4.2 а). В основном состоит из плагиоклаза, авгита, роговой обманки, кварца и биотита в дополнение к оксиду железа и апатиту в качестве дополнительных минералов, тогда как хлорит и эпидот присутствуют в качестве вторичных минералов минеральной ассоциации.

Плагиоклаз представляет собой наиболее типичный из всех минеральных компонентов метагаббро, показатель которого варьируется от 52,6% до 55,6% всего состава породы. Он имеет длину до 1,8 мм и ширину до 1 мм. Плагиоклаз часто имеет субидiomорфные кристаллы, окруженные мелкими зернами, которые образуют порфировую текстуру (рис. 4.2б). Как правило, состав плагиоклаза варьирует от лабрадора (Ap_{62}) до битовнита (Ap_{79}). Он частично или полностью деформирован или превращен в минерал серицит.

Авгит представлен субидiomорфными и анэдральными кристаллами от бледно-желтого до темно-желтого цвета (рис. 4.2 в) и составляет до 13% состава породы. С другой стороны, авгит превращается в хлорит и эпидот.

Роговая обманка представлена среднезернистыми кристаллами от субидiomорфных до анэдральных, характеризующихся коричневатым цветом, иногда с разрушенными частицами, которые составляют до 0,78 мм в длину и 0,44 мм в ширину, а объем варьируется от 14,94% до 16,6%.

Кварц представлен ангидридными кристаллами длиной до 0,38 мм и шириной 0,18 мм. Так же, как кристаллы заполняют межзерельные пространства большинства минеральных компонентов, как показано на (рис. 4.2 б), иногда это характеризуется волнообразным угасанием. Вследствие чего образуется незначительное количество минеральных составов, которые обычно составляют от 3,049% до 4,59% состава породы.

Биотит представлен субидiomорфными кристаллами до 3,4% состава породы, он характеризуется бледно-желтоватыми кристаллами, а плеохроизм часто имеет коричневый цвет. Иногда биотит превращается в хлорит и эпидот (рис. 4.2 в).

Хлорит и эпидот представлены кристаллами зеленого или бледно-зеленого цвета. Встречается в основном как вторичный минерал, возникающий из-за изменения основных минералов, хлорит покрывает около 5,25–6,25% состава породы, как показано на (рис. 4.2 в), а эпидот составляет около 1,7–1,88% состава породы.

Оксиды железа представлены темными зернами, связанными с минеральными составляющими. *Апатит* представлен мелкими идиоморфными кристаллами, рассеянными внутри роговой обманки.

4.2. Магматические породы раннеколлизийного комплекса

К образованиям раннеколлизийного комплекса района Ум-Тагир относятся неметаморфизованные габброиды, тоналиты и гранодиориты.

Габброидные породы. Габброидные породы характеризуются структурами от мелко- до очень крупнозернистой, от зеленоватого до черного цвета, имеют офито-субофитовые текстуры. Изученные нами образцы пород нанесены на диаграмму IUGS плагиоклаза, пироксена и роговой обманки, которая приведена в исследовании (Le Maitre, 2002). Из данной диаграммы видно, что исследуемые габброиды классифицируются на пироксен-роговообманковое габбро и лейкогаббро (см. рис. 4.2 а).

Пироксен-роговообманковое габбро. Для него характерны средние и очень крупнозернистые породы часто с вторичной офитовой и субофитовой текстурой. Состоит в основном из плагиоклаза, пироксена и роговой обманки.

Хлорит и актинолит представлены вторичными минералами.

Акцессорный минерал - оксид железа.

Плагиоклаз представлен пластинчато-идиоморфными или субидиоморфными кристаллами, длиной до 3,2 мм и шириной 1,6 мм, имеет состав лабрадора с содержанием анортита от (An₅₇ до An₆₇), покрывает около 60% состава породы. В плагиоклазе часто наблюдаются альбит-карлсбадский двойники, а также наблюдается слабая зональность и срастание с пироксеном с хорошо развитой офитовой и субофитовой текстурами (рис. 4.3 а).

Пироксены представлены авгитом и небольшим количеством гиперстена, покрывают около 22% состава породы. Авгит представлен кристаллами от идиоморфной до субидиоморфной, длиной до 1,76 мм и шириной 1,2 мм. Иногда он частично превращается в хлорит (рис. 4.3 а). Гиперстен представлен ангидридными кристаллами, покрывает около 4% состава породы, характеризуется плеохроизмом от бледного до зеленого. Иногда он заполняет промежутки между минеральными составляющими.

Роговая обманка представлена кристаллами от идиоморфной до субидиоморфной, длиной до 1,6 мм и шириной 0,7 мм. Она покрывает около 13% горного состава. Часто для неё характерен коричневый цвет с сильным плеохроизмом от зеленого до коричневого в целом; на нем видно два набора спайностей (60–120) и горельефа (рис. 4.3б). Иногда она изменяется до хлорита.

Хлорит обычно представлен субидiomорфными кристаллами от зеленого до бледно-зеленого цвета как вторичный минерал, связанный с пироксеном.

Актинолит встречается в виде мелких зерен вторичного минерала бледно-зеленого цвета, иногда в результате изменения минералов роговой обманки. Иногда он связан с кристаллами пироксена и роговой обманки.

Оксиды железа представлены кубическими черными кристаллами, часто встречаются в виде мелких зерен, разбросанных по минеральным составляющим породы, вкрапленных в различных минералах (рис. 4.3 в).

Лейкогаббро. Этот тип состоит в основном из плагиоклаза, пироксена и оливина. С другой стороны, акцессорные минералы — это оксиды железа и апатит. В то время как актинолит и хлорит встречаются как вторичные минералы. Иногда он демонстрирует структуру от офитовой до субофитовой.

Плагиоклаз представлен кристаллами от идиоморфной до субидiomорфной, длиной от 1,8 мм до 2,2 мм и шириной от 1 мм до 1,1 мм. Он охватывает от 65% до 69% по объему составляющих породы, имеет составы от лабрадора до битовнита с содержанием анортита (Ап₆₈-Ап₇₉). Изредка для него характерны альбитовые и карлсбадские двойники. Иногда проявляет слабую зональность и встречается в пределах пироксена с хорошо развитой офитовой и субофитовой текстурами (рис. 4.3 г).

Пироксены. Есть два основных типа: клинопироксен (авгит) и ортопироксен (гиперстен), они покрывают от 27,6% до 28,8% состава породы.

Авгит присутствует больше, чем гиперстен, встречается в виде кристаллов от субидiomорфных до ангидридных, длиной до 2 мм и шириной 1,4 мм., покрывает от 23,6% до 26% горного состава. Для авгита характерен бледно-зеленый плеохроизм. Иногда он слегка изменяется на хлорит и актинолит, иногда это простое двойникование, в некоторых случаях он слегка изменяется на хлорит и актинолит (рис. 4.3г).

С другой стороны, ортопироксен в основном представляет собой *гиперстен*, покрывающий до 4,4% состава породы, который встречается в виде субидiomорфных кристаллов, заполняющих межзерельные пространства между минеральными составляющими.

Оливин занимает от 2,2% до 3% в составе породы. Оливин представлен субидiomорфными кристаллами длиной до 1,6 мм и шириной до 0,6 мм. Иногда он ломается и видоизменяется. Трещины заполнены непрозрачными минералами. Часто он окаймлен пироксеном (гиперстеном) и актинолитом (рис. 4.3д).

Оксиды железа встречаются в виде средних или глубоких черных зерен, разбросанных по минеральным составляющим породы и вкрапленных в различные минералы (рис. 4.3е). *Актинолит*: он встречается как вторичные минералы в соответствии с измененными первичными минералами по краям пироксена и оливина. *Хлорит* представлен субидiomорфными кристаллами бледно-зеленого цвета как вторичный минерал после пироксена (рис. 4.3 е).

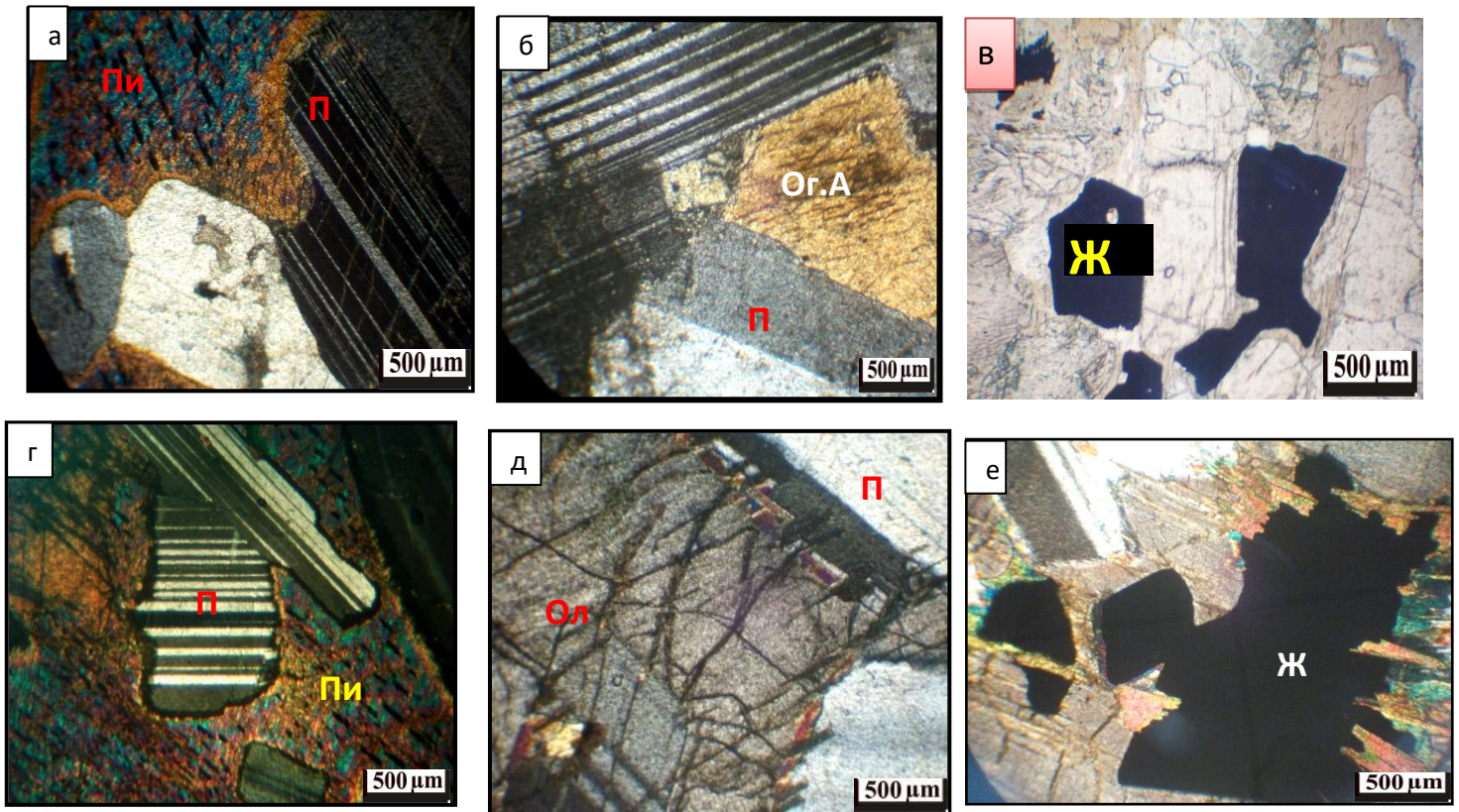


Рис. 4.3. Микрофотографии: а) гиперстеновая кайма (Пи), окруженная альбитовыми двойниками плагиоклаза (П), демонстрирует офитовые и субофитовые текстуры; б) субидiomорфный кристалл роговой обманки (Ог.А), ассоциированный с альбитовыми двойниками плагиоклаза (П); в) крупнозернистый из оксидов железа (Ж) в пироксен-роговообманковом габбро; г) плагиоклаз (П), заключенный в кристалл пироксена (Ог.А), демонстрирует офитовые и субофитовые текстуры; д) оливин (Ол), растущий с двойником плагиоклаза (П); е) крупные зерна оксида железа (Ж), рассеивающиеся на минеральных компонентах лейкогаббро (С.Н.).

Гранитные породы. Они состоят из тоналита и гранодиорита в соответствии с классификационной диаграммой QAP Streckeisen (1976) (рис. 4.4 а).

Тоналит представлен плагиоклазом, кварцем, биотитом и роговой обманкой, в то время как сфен, циркон и оксид железа встречаются как вспомогательные минералы, с другой стороны, хлорит встречается как вторичный минерал.

Плагиоклаз представлен андезином в составе (An₂₂-An₃₇) от 49,6% до 52,4% минеральных составляющих породы. Он отличается идиоморфными и субидiomорфными призматическими

кристаллами шириной до 0,23 мм и длиной 0,8 мм, характеризующимися карлсбадскими двойниками (рис. 3.4б). Кварц: Он занимает площадь от 28% до 32,5% минеральных составляющих породы. Иногда встречаются в виде ангидрических кристаллов разных размеров, часто демонстрирующих волнообразное затухание (рис. 4.4 б).

Биотит покрывает до 7% минеральных составляющих породы. Он встречается как в виде идиоморфных, так и субидиоморфных кристаллов бледно-коричневого цвета длиной до 0,4 мм и шириной 0,2 мм, от сильного плеохроичного до темно-коричневого цвета и представлен слоистыми формами (рис. 4.4 б).

Роговая обманка встречается в виде субидиоморфных и ксеноморфных кристаллов, связанных с кристаллами кварца и плагиоклаза, и покрывает до 6% минеральных компонентов породы. Характеризуется двумя наборами спайности и иногда желтовато-зеленой окраской; превращается в хлорит (рис. 4.4 б).

Сфен представлен с переменным содержанием, занимает площадь до 1% минеральных составляющих породы в виде призматических кристаллов до 0,1 мм в длину и 0,08 мм в ширину (рис. 4.4 в).

Оксиды железа представлены глубокими черными зернами, разбросанными по минеральным составляющим породы и вкрапленными в различные минералы (рис. 4.4 б).

Хлорит встречается как вторичный минерал после биотита в большинстве случаев или роговой обманки в виде зеленых полос, часто параллельных расколу кристаллов биотита.

Гранодиориты состоят в основном из плагиоклаза, кварца и ортоклаза как основных минералов, в то время как апатит, биотит и оксид железа представляют собой вспомогательные минералы, с другой стороны, хлорит встречается как вторичный минерал.

Плагиоклаз в основном он варьирует по составу от олигоклаза (Ап₁₆₋₂₆) и андезина (Ап₃₂₋₃₆). Он занимает площадь до 50% основных минералов составляющих горных пород, представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами длиной до 1,2 мм и шириной 0,7 мм, часто проявляющими альбитовые и карлсбадские-двойники плагиоклаза (рис. 4.4 г, д.).

Кварц покрывает до 36% площади основных составляющих горных пород, представлен анэдральными кристаллами, иногда заполняя промежуточные пространства минеральных составляющих, характеризующихся волнообразным погасанием, а также мелкозернистыми кристаллами, связанными с другими минералами, такими как как плагиоклаз и биотит (рис. 4.4 г).

Ортоклаз покрывает площадь от 14% до 19% состава породы, представлен средними и крупными субидиоморфными кристаллами до 1 мм в длину и 0,6 мм в ширину (рис. 4.4 г).

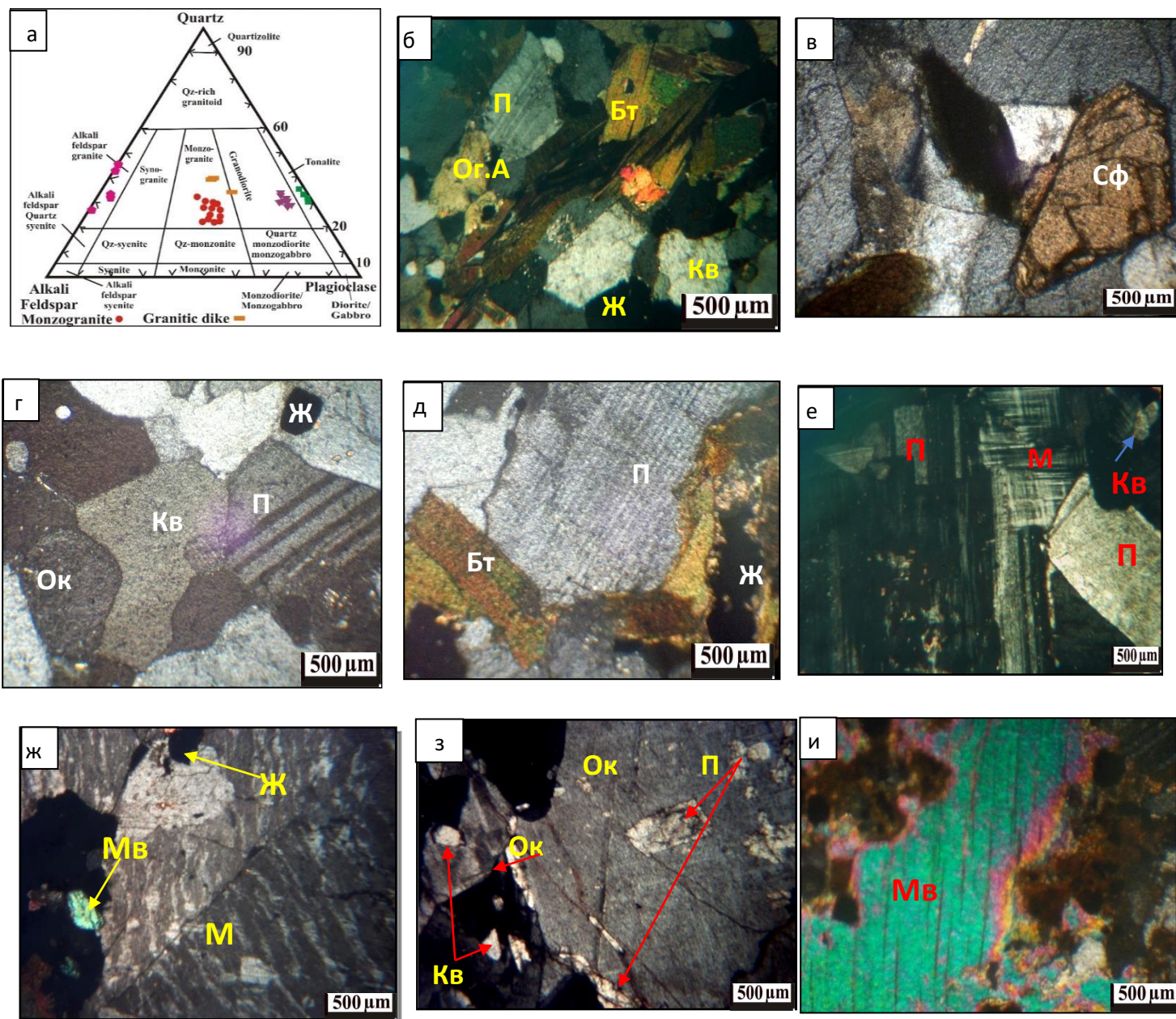


Рис. 4.4. а) модальный состав гранитных пород и гранитных даек на QAPF диаграмма Streckeisen (1976); б) чешуйчатые кристаллы биотита (Бт), связанные с плагиоклазом (П), зернами кварца (Кв) и роговой обманкой (Ог.А); в) зерно сфена (Сф), связанное с кристаллом плагиоклаза (П) в тоналите; г) альбитовый двойник плагиоклаза (П), связанный с зернами кварца (Кв) и кристаллом ортоклаза (Ок); д) чешуйчатые кристаллы биотита (Бт) с кристаллами плагиоклаза (П) в гранодиорите, е) поперечная штриховка микроклина (М), связанного с идиоморфным кристаллом плагиоклаза (П) и зернами кварца (Кв); ж) микроклинный пертит (М) с мелкозернистым мусковитом и оксидом железа (Ж) в монзограните; з) кристалл ортоклаза (Ок) окружен мелкими зернами кварца (Кв), демонстрирующими пойкилитовую структуру, и микроклиновым пертитом (М), покрытым тонкой каймой из альбита (П), чтобы показать текстуру рапакиви; и) большой кристалл мусковита (Мв) в граните щелочного полевого шпата (С.Н).

Биотит встречается в виде слоистых кристаллов, покрывает до 6% площади основных компонентов породы. Он характеризуется одним набором расщеплений, содержащих некоторое количество оксида железа. Наблюдается также как мелкие кристаллы биотита, окруженные плагиоклазом (рис. 4.4 д), иногда некоторые кристаллы биотита, частично превращенные в хлорит.

Роговая обманка представлена идиоморфными кристаллами длиной до 1 мм и шириной 0,6, покрывающими площадь до 1,6% горного состава и характеризующимися сильно плеохроичным зеленым (= X), темно-зеленым (= Y) и коричневым (= Z) цветом.

Сфен представлен субидиоморфными кристаллами длиной до 0,09 мм и шириной до 0,04 мм. Он занимает площадь от 0,1% до 0,4% основных компонентов горной породы, окруженную кристаллами плагиоклаза.

Оксид железа представлен в виде глубоких черных зерен, рассеянных по минеральным составляющим породы и вкрапленных в различных минералах. Он занимает площадь до 1,5% от состава породы (рис. 4.4 д).

Хлорит встречается как вторичный минерал после процесса изменения кристаллов биотита и роговой обманки.

4.3. Магматические породы поздне- и постколлизийного комплексов континентальной коры

К магматическим образованиям поздне- и постколлизийного комплексов относятся андезиты Доханского вулкана, а также монцограниты и щелочно-полевошпатовые граниты, которые часто называют в данном районе «молодыми гранитами».

Монцограниты представляют собой подчиненную структуру пертита и пойкилита, состоят в основном из щелочного полевого шпата, плагиоклаза, кварца, мусковита и биотита как основных минералов, с другой стороны, оксида железа, апатита и сфена которые встречаются как вспомогательные минералы, а хлорит – вторичный минерал.

Щелочные полевые шпаты покрывают около 43% состава породы. Часто они представлены микроклином и ортоклазом, а также микроклиновыми пертитами, определяемыми как жилковые и слоистые. Кристалл микроклина часто имеет двойники (рис. 4.4 е), покрывающие в среднем около 30% состава породы. Встречается в виде субидиоморфных и пластинчатых кристаллов длиной до 1,6 мм и шириной до 0,9 мм. Иногда его окружают мелкозернистые кристаллы альбита, по форме напоминающие структуру рапакиви. С другой стороны, кристаллы ортоклаза встречаются как идиоморфные, так и субидиоморфные кристаллы до 1,2 мм в длину и 0,65 мм в ширину, включая некоторые мелкозернистые кристаллы сфена и покрывает около 4,25% горного состава. Слоистый

микроклин пертит представлен множеством слоистых кристаллов альбита, распределенных по микроклиновому кристаллу (рис. 4.4 ж), покрывающим около 8,6% минеральных составляющих породы. Иногда он включает в себя мелкие зерна кварца, демонстрирующие пойкилитовую структуру.

Плагноклаз встречается в виде кристаллов олигоклаза, состав которого варьирует от (An₁₃) до (An₂₁), покрывая около 29,5% минеральных компонентов породы, представлен кристаллами от идиоморфных до субидиоморфных, размером до 1,6 мм в длину и 0,8 мм в ширину, часто демонстрирующих карлсбадские двойники и альбит (рис. 4.4 е, ж), тогда как первичная зональность встречается реже, некоторые кристаллы содержат некоторые непрозрачные минералы, такие как оксиды железа и пропитаны кварцем и биотитом, образуя подчиненную пойкилитовую структуру. Кварц: встречается в виде безграниц зерен длиной до 0,85 мм и шириной 0,44 мм, покрывающих около 27,8% состава породы в качестве промежуточных компонентов, а также мелких кристаллов, распределенных по всему минеральному составу, как показано на (рис. 4.4 е).

Мусковит занимает площадь до 0,5% составляющих горной породы. Представлен слоистыми кристаллами до 1 мм в длину и 0,6 мм в ширину, вероятно, образовавшихся при изменении породы в результате поздней магматической реакции, часто характеризующихся высокой интерференционной окраской и прореагировавшими оторочками. Иногда он превращается в кристаллы хлорита (рис. 4.4 ж).

Биотит представлен кристаллами от идиоморфной до субидиоморфной, покрывающей около 1,5% основных компонентов породы, характеризуется одним набором трещин, связанных с плагноклазом, кристаллами кварца и частично измененными на хлорит.

Хлорит встречается как вторичный минерал после изменения биотита и мусковита, в большинстве случаев имеет бледно-зеленый цвет (рис. 4.4 ж).

Оксиды железа представлены глубокими черными зернами, разбросанными по минеральным составляющим породы и вкрапленными в различные минералы. Они встречаются со значительной величиной до 1% от состава породы.

Сфен представлен мелкозернистым кристаллом, покрывающим около 0,2% основных компонентов породы и связанным с различным минеральным составом породы.

Апатит представляет собой идиоморфный призматический кристалл, заключенный в основном в кристаллы щелочного полевого шпата.

Щелочно-полевошпатовый гранит состоит в основном из калиевого полевого шпата, кварца, плагноклаза и мусковита. Биотит встречается реже. С другой стороны, главными

акцессорными минералами являются сфен и оксиды железа. В то время как хлорит является основным вторичным минералом.

Калиевые полевые шпаты покрывают 59,8% состава породы. В основном они состоят из микроклина, пертита и ортоклаза. Микроклин покрывает около 7,4% горного состава, представлен субидiomорфными или прямоугольными кристаллами длиной до 1,8 мм и шириной 1,2 мм (рис. 4.4з). Иногда частично преобразован в каолинит, а также содержит кристаллы плагиоклаза и кварца. С другой стороны, пертиты микроклина и ортоклаза покрывают около 46% компонентов породы. Микроклинный пертит встречается в виде пластинчатых кристаллов от субидiomорфной до двухгранной, достигая 2,4 мм в длину и 1,6 мм в ширину (рис. 4.4 з). Обычно пертит ортоклаза окружен мелкими зернами кварца с пойкилитовой структурой (рис. 4.4 з). Ортоклаз - менее распространенная конституция, которая покрывает около 6,4% состава породы, представлен кристаллами от субидiomорфных до анэдральных до 1,2 мм в длину и 0,8 мм в ширину (рис. 4.4 з). Пертиты обычно встречаются в виде прожилковых и пятнистых пертитов.

Кварц занимает около 33,2% компонентов породы, представлен субидiomорфными кристаллами различной формы и размера (рис. 4.4 з), характеризуется волнообразной формой, иногда заполняет межзерельные пространства горного состава. Достигает около 1,4 мм в длину и 0,9 мм в ширину. Мелкий кварц встречается в виде включений в кристаллах полевого шпата с пойкилитовой текстурой.

Плагиоклаз встречается в виде идиоморфных, так и субидiomорфные призматических кристаллов. Достигает длины до 2 мм, ширины 1,2 мм, с содержанием анортита (Ap_{10}) альбитового состава, покрывает около 3,4% горного состава. Иногда двойникование альбита плагиоклаза наклоняются из-за деформации, состав альбита иногда проявляется в виде каймообразных окруженных кристаллов микроклина или пертита, демонстрирующих хорошо развитую структуру рапакиви (рис. 4.4 з).

Мусковит представлен идиоморфными и субидiomорфными слоистыми кристаллами, достигает около 2 мм в длину и 1,2 мм в ширину и покрывает около 2% горного состава. Иногда частично или полностью превращается в хлорит, в частности, вместе с расщеплением в виде полос. Часто он корродирован основной массой (рис. 4.4 и).

Сфен представлен призматическими кристаллами с особенно высокими показателями преломления, длиной до 0,6 мм и шириной 0,3 мм, является обычным акцессорным минералом, составляющим до 0,4% от состава горных пород, характеризуется бледно-желтым, обычно с

серовато-коричневыми оттенками, от слегка плеохроичного до бледно-зеленого и часто ассоциируется со структурами мусковита.

Оксиды железа появляются в виде черных точек внутри породы и между минеральными составляющими.

Доханский вулкан. Согласно модальному составу, нанесенному на диаграмму QAP (Streckeisen, 1976), имеет состав андезита (рис. 4.5 а). Андезит состоит в основном из плагиоклаза, роговой обманки и биотита с небольшим количеством кварца и щелочного полевого шпата. Оксиды железа являются дополнительными минералами. Иногда для него характерна порфировая текстура (рис. 4.5 б).

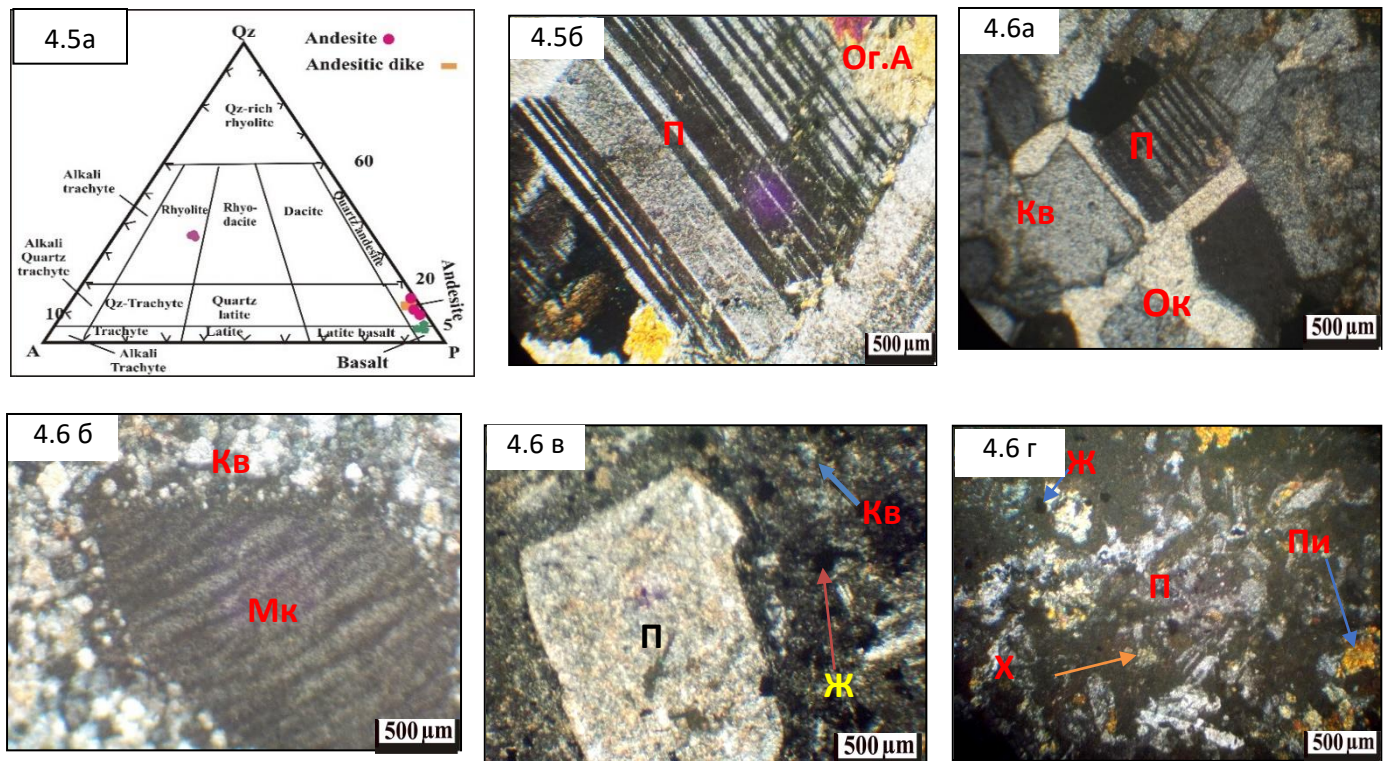


Рис. 4.5. а) модальный состав исследованных андезитовых пород, даек риолитов, андезитов и базальтов на диаграмме QAP вулканической классификации (Streckeisen, 1976); б) вкрапленники плагиоклаза (П), окруженные мелкозернистой основной массой, демонстрируют порфировую структуру в андезите.

Рис. 4.6. а) субидiomорфный кристалл ортоклаза (Ок), связанный с альбит-карлсбадскими двойниками плагиоклаза (П) и зернами кварца (Кв) в гранитной дайке; б) пертит с микроклинальной жилой (М), окруженный мелкими зернами кварца (Кв), демонстрирующий порфировую структуру в дайке риолита; в) кристалл плагиоклаза (П), окруженный мелкими зернами других минералов, чтобы показать порфировую структуру в дайке андезита; г) мелкозернистый плагиоклаз - кристаллы (П), связанные с кристаллами пироксена (Пи) и мелкозернистые оксиды железа (Ж) в дайке базальтов (С.Н.).

Плагиоклаз встречается в виде андезинового состава (Ap_{30-40}), покрывая площадь до 59% основных компонентов породы, представлен кристаллами от идиоморфных до субидиоморфных, длиной до 1,6 мм и шириной 0,8 мм, часто с альбит-карлсбадскими двойниками (рис. 4.5 б) и зональностью. Иногда частично превращается в серицит.

Кварц покрывает до 11% составляющих горной породы, встречается в виде мелкозернистых двухкомпонентных кристаллов и распределяется среди других минеральных компонентов. Роговая обманка: представлена кристаллами от субидиоморфных до безгранных, занимает площадь от 11% до 13% минерального состава породы. Это плеохроический цвет от зеленого (= X) до бледно-коричневого (= Y) и коричневого (= Z) (рис. 4.5б), частично или полностью изменен на хлорит. Биотит: встречается в виде слоистых кристаллов до 0,4 мм в длину и 0,2 мм в ширину. Биотит занимает площадь от 10% до 14% состава горных пород, иногда он превращается в хлорит. Щелочной полевой шпат: бывает от мелкозернистого до среднезернистого, до 0,04 мм в длину и 0,02 мм в ширину, занимает площадь до 5% горного состава, иногда представлен кристаллами микроклина и ортоклаза, ассоциированными с другими минералами горных пород. Оксиды железа: они представлены глубокими черными зернами, разбросанными по минеральным составляющим породы и вкрапленными в различные минералы, занимают площадь до 3,6% горного состава.

Дайки. Согласно QAP диаграммы вулканической и плутонической классификации Streckeisen (1976), исследованные различные дайки в исследуемой области классифицируются на дайки гранитов, андезитов, риолитов и базитов, как показано на (рис. 4.4 а и 4.5 а).

Гранитные дайки состоят из щелочного полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Оксиды железа являются дополнительными минералами, но биотит встречается реже, как показано на (рис. 4.6а).

Дайки риолитов. Эти дайки состоят из щелочного полевого шпата, кварца и плагиоклаза с небольшим количеством мусковита. С другой стороны, оксиды железа являются основными вспомогательными минералами, как показано на (рис. 4.6 б).

Дайки андезитов в основном состоят из плагиоклаза, роговой обманки и биотита с небольшим количеством кварца. Оксиды железа являются дополнительными минералами, как показано на (рис. 4.6в).

Базитовые дайки. Эти типы встречаются как мелкозернистые породы, состоящие в основном из плагиоклаза и авгита. Хлорит - главный вторичный минерал. Акцессорными минералами являются оксиды железа, как показано на (рис. 4.6 г).

На основании исследований, представленных в главах 1, 2, 3, 4 можно сделать вывод, соответствующий защищаемому положению 1.

Тезис 1. *В районе Ум-Тагир Центрально-Восточной пустыни Египта на основе интегрированной обработки результатов полевых наблюдений и дистанционного зондирования, анализа геохронологической последовательности, структурных отношений и петролого-геохимических данных выделено четыре комплекса неопротерозойских магматических пород. По данным проведенного геотектонического анализа региона им соответствуют: островодужный сланцево-метагаббровый; раннеколлизионный габбро-тоналит-гранодиоритовый; позднеколлизионный дацит-андезитовый и постколлизионный, представленный монцогранитами и щелочно-полевошпатовыми гранитами.*

5. ТИТАНОВО-ЖЕЛЕЗООКСИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ГАББРОИДАХ УЧАСТКА АБУ-МУРАТ

В комплексах магматических пород района Ум-Тагир автором в результате полевых и петрографических исследований была изучена рудная минерализация. Результаты данных исследований показывают, что наибольший интерес представляют скопления рудных минералов, представленных оксидами титана и железа, в неметаморфизованных габброидах габбро-тоналит-гранодиоритового комплекса.

5.1. Характеристика рудных тел и минерального состава титан-железооксидных руд

В районе Ум-Тагир на участке Абу-Мурат автором впервые обнаружены вкрапленные железные руды в полосчатом габбро.

Рудные тела представлены полосами и линзами концентрированной густой вкрапленности, чередующимися с зонами рассеянной вкрапленности титан-железооксидных минералов (рис. 5.1 и рис. 5.2). Мощность пластообразных рудных тел 1–3 м, протяженность в обнажениях не менее первых десятков метров, простираение субсогласное с вмещающими интрузиями, северо-западное, с углом падения 30-45°. Границы рудных тел слабо извилистые, переходы от богатых рудных полос к бедным и безрудным – постепенные, что согласуется с представлением об их магматическом генезисе при кристаллизационной дифференциации. За счет повторения рудных тел в разрезе интрузии создаются рудные пачки, мощностью 10-20 м.

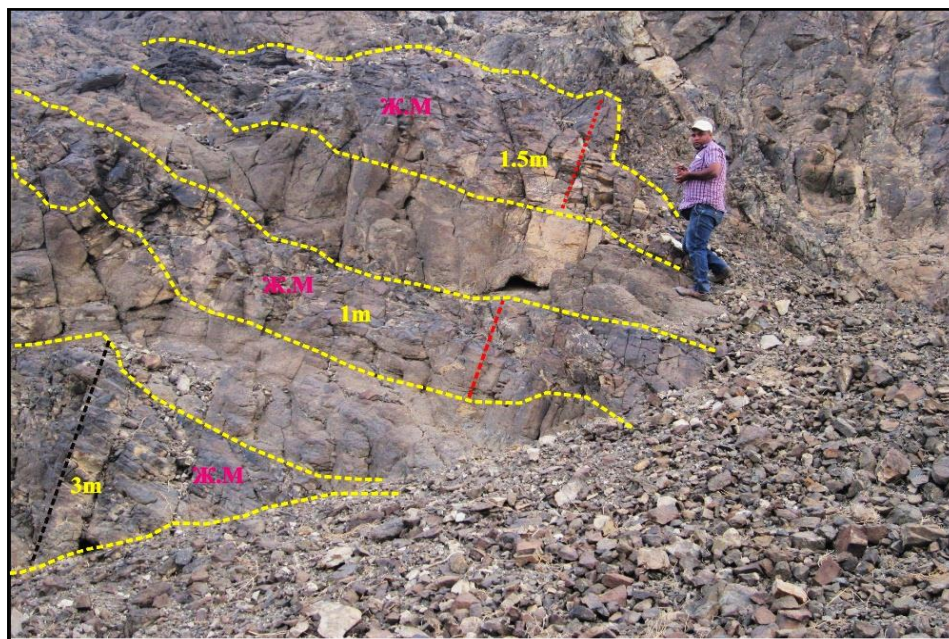


Рис. 5.1. Фотография, показывающая полосчатое габбро, с субпараллельными линзами минералов оксида железа (Ж.М) в Абу-Мурат

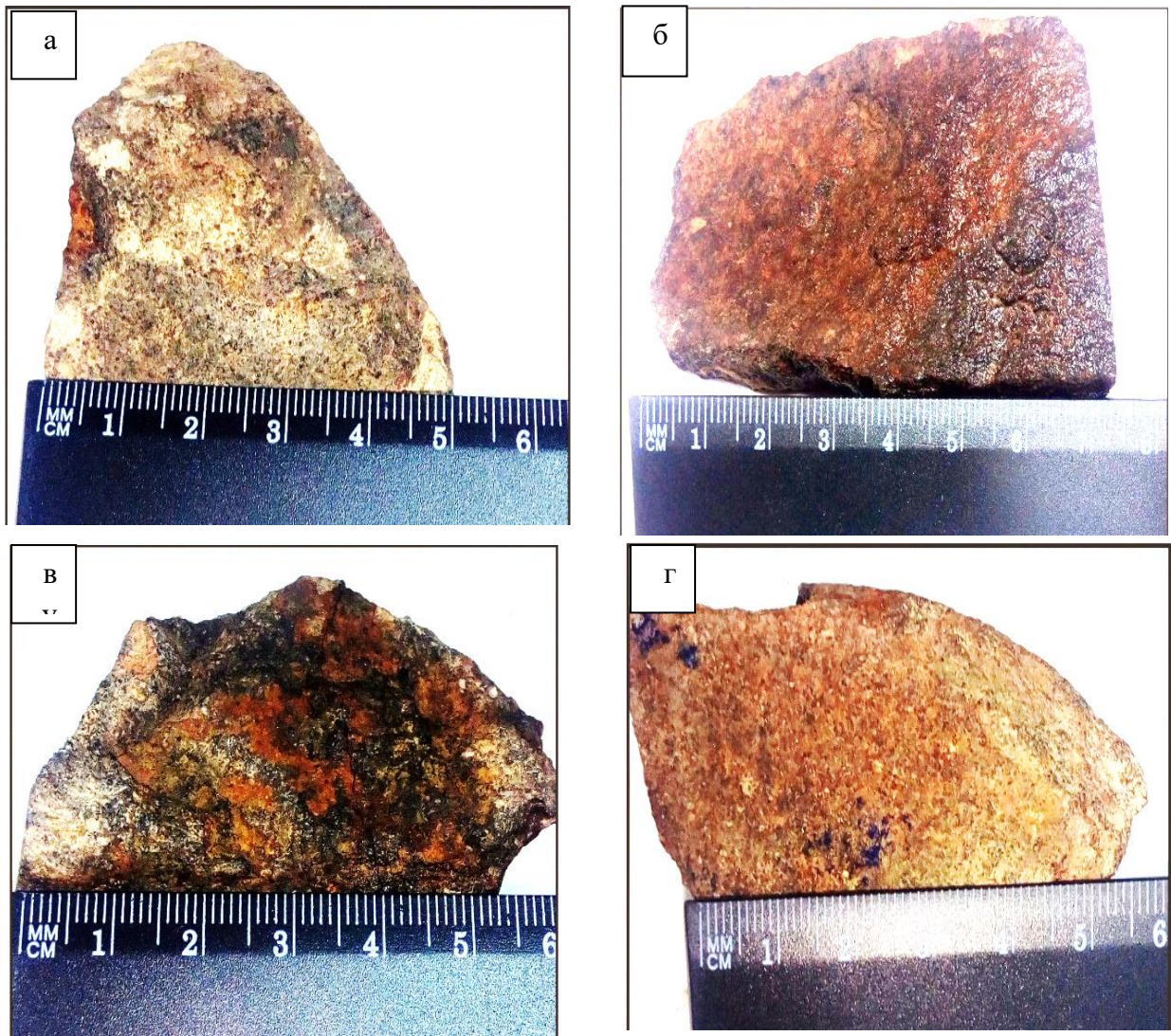


Рис. 5.2. Фотографии, показывающие вкрапленность титан-железооксидных минералов в габброидах района Гейбл Абу-Мурат

Рудоносные габбро хорошо выделяются на картах магнитного поля района Ум-Тагир в виде контрастной положительной аномалии (рис. 5.3), в центре которой сильно магнитные породы ($>60,5$ нТ).

Минералогические исследования с помощью рудного микроскопа и СЭМ показывают, что оксидные минералы представлены в основном гемоильменитом, титаномagnetитом, ильменитом, магнетитом, гематитом и гетитом. В небольшом количестве встречаются сульфиды, представленные в основном вкрапленниками пирита (рис. 5.4).

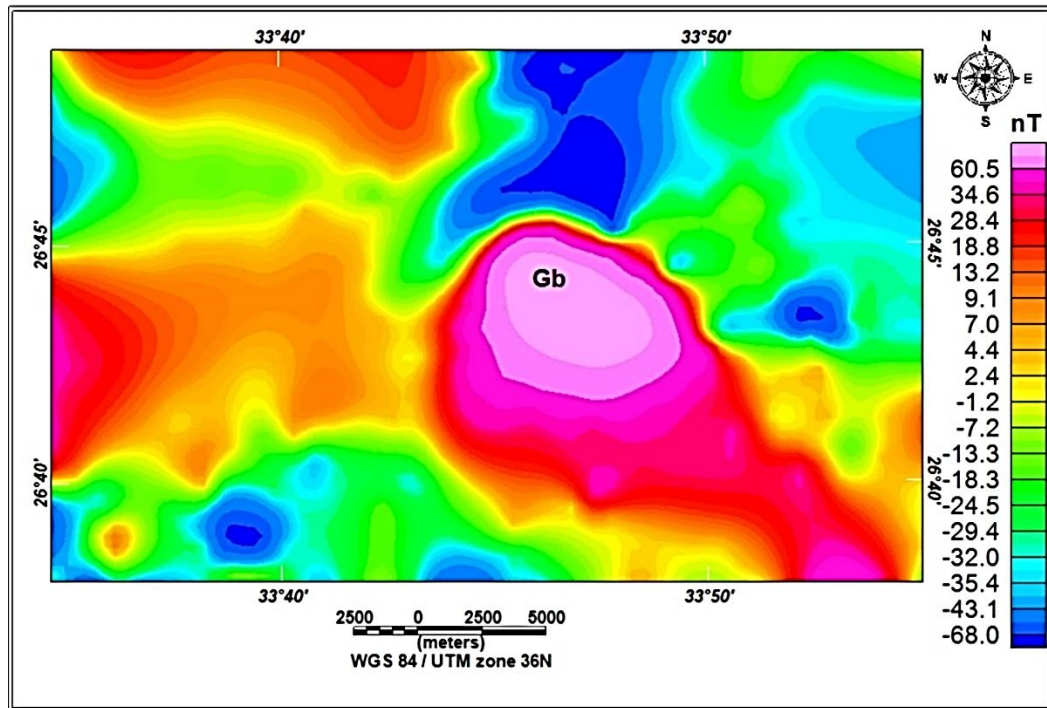


Рис. 5.3. Карта магнитного поля района Ум-Тагир.
Приведено к северному магнитному полюсу (RTP), в nT исследуемой области
(по Salem B. A., 2018, с изменениями)

Вмещающие породы – габбро, породобразующие минералы которого содержат плагиоклаз, ортопироксен, клинопироксен, оливин и роговую обманку. Оксидные руды Ti-Fe часто бывают массивными или густовравленными (рис. 5.4 а-е), обычно они слегка деформированы или расслоены. Руды с расслоением и сетчатой текстурой также наблюдаются, особенно представленные титаномagnetитом и ильменитом (рис. 5.4 и, й). Ti-Fe руда состоит из тех же породобразующих минералов, что и вмещающие габбро, отличаясь присутствием скоплений рудных минералов.

Титаномagnetит встречается в виде крупнозернистых и мелкозернистых, обычно идиоморфных или ангедральных взаимосвязанных кристаллов (рис. 5.4 а, г), он обычно массивный, но в некоторых случаях вкраплен в вмещающую породу, существует вкрапленность кристаллов слегка неправильного типа, а также иногда выделяются мелкими пластинками ильменита из-за процесса твердого растворения magnetита и ильменита (рис. 5.4 а), он также демонстрирует структуру «сэндвича» из-за его срастания с ильменитом, кроме того он включает в себя некоторую крупную решетку зерен magnetита, связанную с срастанием титаномagnetита и magnetита, он изменен на гематит и гетит вдоль границ зерен и плоскостей спайности.

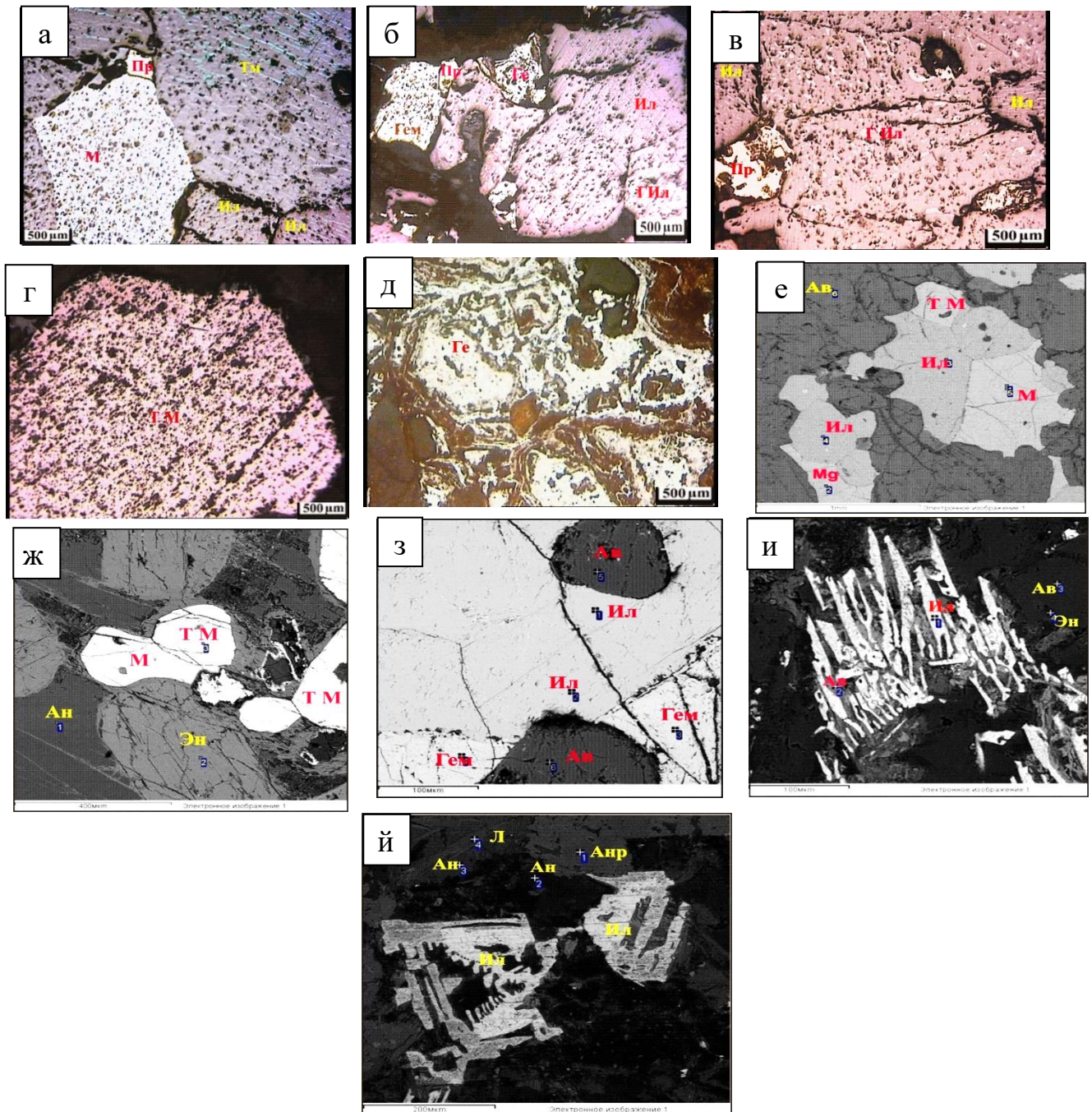


Рис. 5.4. **а)** массивная руда титаномагнетита (ТМ) с вращением ильменита (Ил), кристалл магнетита (М) и частицы пирита (Пр); **б)** гемоильменит (Г Ил), гематит (Гем), альтер-ильменит (Ил), гетит (Ге) псевдоморфозы по ильмениту и рассеянная вкрапленность пирита (Пр); **в)** гемоильменит (Г Ил) (ильменит с сrostками гематита 50%) с вкрапленностью пирита (Пр); **г)** кубический кристалл титаномагнетита (ТМ); **д)** колломорфная текстура гетита по магнетиту; **е-ж)** на микрофотографии, сделанной с помощью SEM, показаны: массивные кристаллы ильменита (Ил), интеркалированные титаномагнетитом (ТМ), магнетитом (М) и окруженные кристаллами авгита (Ав) и андезина (Ан); **з)** массивная Fe-Ti руда состоит из ильменита (Ил) и гематита (Гем), включает зерна пироксена (Ав); **и-й)** Fe-Ti руда ильменита (Ил), связанная с пироксеном (Ав, Эн) и кристаллами плагиоклаза (Л, Анр и Ан).

Гемоильменит встречается в виде крупнозернистых и среднезернистых, пластинчатых кристаллов (рис. 5.4 в). Гемоильменит является результатом распада ильменита-гематита, а ильменит содержит 50% гематита. На нем видна текстура отжига из-за процесса рекристаллизации. Однако он показывает ту же ориентацию и ламели, что и ильменит до распада. Гемоильменит иногда включает идиоморфный кристалл плагиоклаза. Между тем он превращается в гетит (рис. 5.3 д).

Ильменит представляет собой коричневые с фиолетовым оттенком зерна от крупных до средних, сцепленных между собой (рис. 5.4 е), обычно от идиоморфных до ангедральных, иногда удлинённых кристаллов. Часто входит в плоскости титаномагнетита и показывает решетчатую или многослойную структуру, образованную быстрым охлаждением твердого раствора магнетита и ильменита. Пластинчатое двойникование обычно хорошо развито, одинаковой ширины, иногда сростается с гематитом, становится более темным по цвету, переходя в гетит и гематит.

Магнетит встречается в виде средних и мелких субидиоморфных и идиоморфных кристаллов кубической формы серого цвета, иногда с коричневатым оттенком. Иногда вмещает часть зерен пирита (рис. 5.4 а, ж). Неравномерные пятна магнетита и мелкие структуры также регистрируются внутри компонентов породы. Октаэдрические плоскости вступают в реакцию с образованием треугольных сетчатых ламелей гематита. Важно отметить, что эта текстура является такой же регулярной, как и текстура, полученная в результате распада, в котором гематитовые пластинки имеют одинаковую ширину. В некоторых случаях вторичный магнетит является псевдоморфозой гемоильменита.

Гематит представлен серо-белыми, средними и мелкими агрегатами с красновато-коричневым внутренним отражением и четким пластинчатым двойникованием (рис. 5.4 б, з). Обычно это продукт изменения магнетита. В сростках гематита из раствора, ламели равномерно распределены через ильменит и магнетит в краях одинакового размера, однако нет никакой концентрации гематита на краях кристаллов, в пятнах или вместе с трещинами, как с окисление магнетита (см. Edwards, 1949). Гематит слегка изменен на гетит и / или богатые железом оксигидроксиды с четкой коллоидной текстурой (рис. 5.4 д).

Гетит - вторичный минерал, он встречается в основном в виде грубых или мелких, неидеальных псевдоморфных кристаллов после титаномагнетита, гемоильменита и магнетита. Минерал имеет серый цвет от тускло-серого до ярко-серого с голубоватым оттенком. Гетит демонстрирует слабое двойное лучепреломление и отчетливую анизотропию с коричневатожелтыми или красновато-коричневыми внутренними рефлексам. Псевдоморфы гетита по-

прежнему сохраняют характерные формы минералов оксида, также наблюдается в виде псевдоморфных агрегатов неправильной формы или пятен по пириту. Иногда в жильных минералах встречаются тонкие пересекающиеся прожилки гётита.

Сульфидные минералы представлены в основном пиритом, обычно он встречается в виде мелких зерен или вкраплений, рассеянных или вкрапленных в минералах оксидной руды, особенно в ильмените, гемоильмените и магнетите, пирит обычно превращается в гетит (рис. 5.4 а, в).

5.2. Геохимические особенности рудоносного габбро Абу-Мурат

Автором изучены основные оксиды и микроэлементы как в рудоносных вмещающих габбро, так и в рудных телах.

Многие параметры используются ниже для классификации и отслеживания химического родства исследованных пород (табл. 5.1). Согласно классификации бинарной диаграммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ по сравнению с SiO_2 (Cox et al., 1979), графики проанализированных образцов габброидной породы падают в поле габбро, как и ранее (рис. 5.5 а).

Тип магмы изученных рудоносных габброидов рассматривается на основе следующих предложенных диаграмм. Согласно диаграмме AFM Irvine и Baragar (1971), габбро имеет тенденцию быть толеитовым, как показано на (рис. 5.5 б).

Распределение основных и редких элементов в рудоносных габбро и рудных телах. Эта часть посвящена в основном поведению основных оксидов, следовых примесей и РЗЭ, которые анализируются в образцах габбро, содержащих рассеянную минерализацию и в титан-магнетитовых рудах, обнажающихся в районе Абу-Мурат (табл. 5.1). В Fe-Ti оксидсодержащем габбро Абу-Мурат содержание SiO_2 вполне нормальное со средним содержанием (47,05 мас. %), Высокое содержание основного оксида зафиксировано для Fe_2O_3 со средним содержанием (16,56 мас. %), Al_2O_3 со средним содержанием до (14,76 мас. %) и CaO также относительно высоким со средним содержанием до (8,41 мас. %), а также относительно умеренным содержанием TiO_2 со средним содержанием (4,24 мас. %), MgO также, как со средним содержанием до (4,70%). Однако низкое содержание зафиксировано для Na_2O со средним содержанием до (2,37 мас. %), FeO имеет низкую концентрацию при среднем содержании (1,54 мас. %), K_2O относительно низкое со средним содержанием до (0,43 мас. %).

Такая же ситуация зарегистрировано для P_2O_5 , который имеет среднее содержание (0,33 мас. %), помимо низкого показателя LOI. С другой стороны, в рудах, представленных густой вкрапленностью оксида Fe-Ti, содержание SiO_2 немного ниже по сравнению с вмещающим рудоносным габбро, оно имеет среднее содержание (31,50 мас. %).

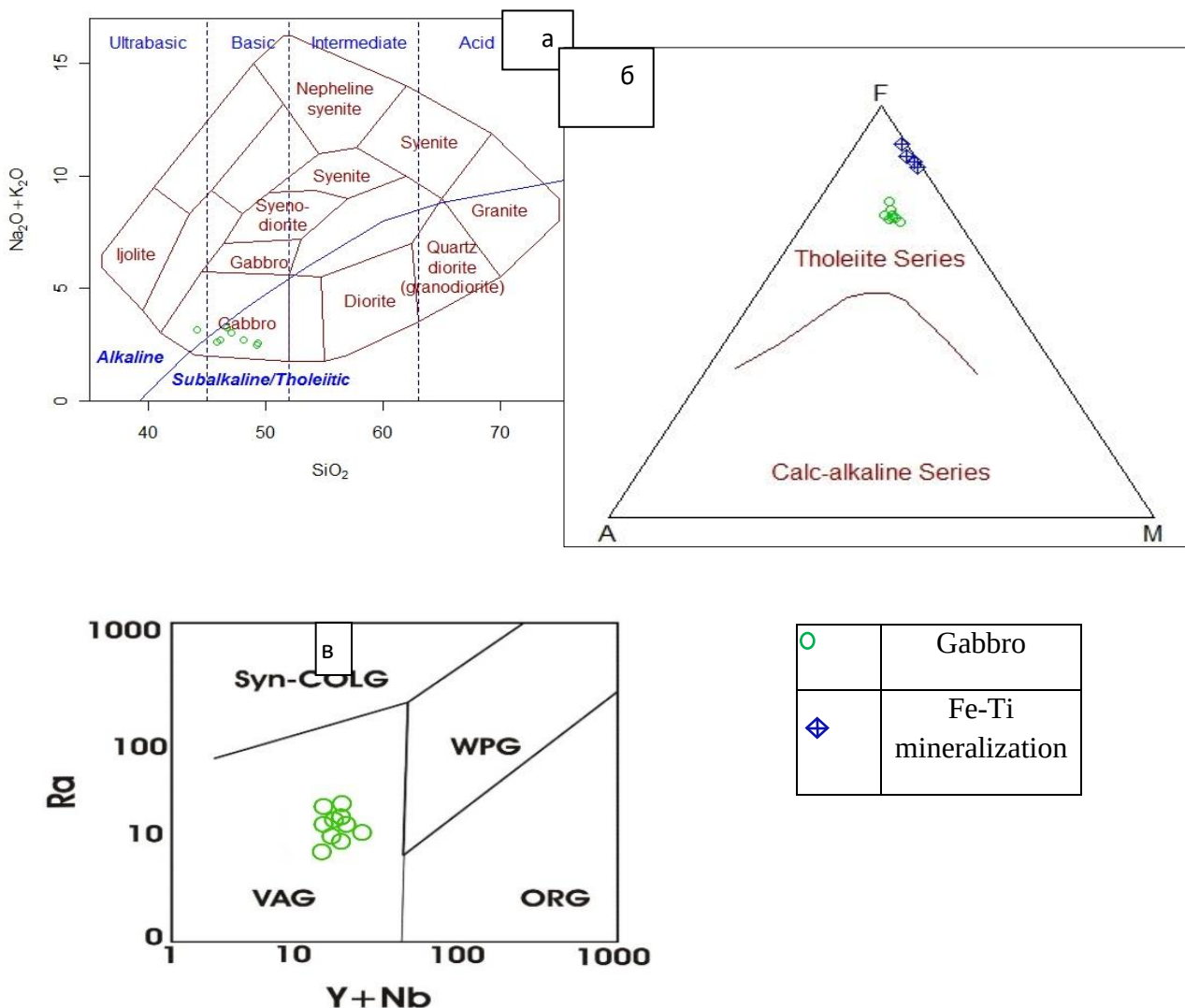


Рис. 5.5. а) графики бинарной диаграммы Cox et al. (1979) показывают классификацию $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ по сравнению с SiO_2 ; б) графики AFM диаграммы Irvine and Baragar (1971); в) графики исследованных габбро на диаграмме Rb-Y + Nb Пирса (1984)

Высокое содержание регистрируется для Fe_2O_3 со средним содержанием (32,05 мас. %), TiO_2 со средним содержанием (11,13 мас. %), FeO со средним содержанием (7,43 мас. %), CaO также относительно высоким со средним содержанием до (7,75 мас. %), однако содержание MgO относительно умеренное, в среднем до (5,13 мас. %). В то время как низкое содержание зарегистрировано для Al_2O_3 со средним содержанием до (3,63 мас. %), Это же зарегистрировано для P_2O_5 , который имеет среднее содержание (0,65 мас. %), Na_2O имеет низкую концентрацию со средним содержанием до (0,40 мас. %), K_2O является относительно низким со средним содержанием до (0,09 мас. %). В дополнение к LOI ниже, чем в габбро, содержащем оксид Fe-Ti.

Таблица 5.1

Оксиды и следы РЗЭ в рудоносных габбро и рудных телах Абу-Мурат

	Рудоносное габбро Абу-Мурат								Рудные тела			
Номер образца	6А	38А	39А	55	6В	38В	39В	40	Т-40А	Т-40В	Т-40С	Т-40Е
Основные оксиды, %												
SiO ₂	46.1	44.1	46.7	49.3	45.8	48.1	47.1	49.2	33	30	31	32
Al ₂ O ₃	15.2	16.5	16.4	14.8	14.5	13.4	14.2	13.1	4	4.5	3.5	2.5
Fe ₂ O ₃	17.3	19.2	17.3	13.7	16.6	15.4	16.3	16.7	32.4	31	33.3	31.5
FeO	0.3	0.27	1.37	3.7	0.4	3.1	1.4	1.8	5.4	7.8	8	8.5
CaO	9.8	5.42	7.68	7.2	10.3	9.2	8.5	9.2	8	7.7	9	6.3
MgO	3.88	4.17	3.47	4.27	3.52	3.5	3.7	3.1	4.6	5.71	3.7	6.5
TiO ₂	4.47	5.51	3.98	2.85	4.5	4.1	4.6	3.9	11.0	12	10.5	11
P ₂ O ₅	0.21	0.57	0.31	0.22	0.3	0.21	0.6	0.2	0.6	0.7	0.5	0.8
Na ₂ O	2.42	2.44	2.6	2.23	2.1	2.3	2.7	2.2	0.5	0.3	0.4	0.4
K ₂ O	0.26	0.71	0.63	0.34	0.5	0.4	0.3	0.26	0.2	0.1	0.04	0.03
L.O.I.	0.02	0.59	0.1	0.99	0.8	0.2	0.3	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1
Av	99.8								99.6			
Микроэлементы (ppm, г/т)												
Cr	66.9	68.3	66.3	345	65.7	65.3	67.1	64.5	76.6	109.9	73.7	52
Ni	16.8	14.1	13.7	228	17.9	14.4	15.7	16.4	27	26.3	33.8	40.2
Cu	-	-	-	200	-	-	-	-	3.2	-	7.7	9
Zn	173.7	178.5	166.8	109.3	181.7	180.2	171.8	159.3	188.6	195.4	180	210
Zr	42	45	60	54	47	46	58	51	65	71	62	74
Rb	19	18.7	17.5	5.2	17.8	17.8	16.5	15.2	1.4	1.6	1.8	1.7
Y	18	20	21	13.7	22	23	20.6	21.3	40	38	39.2	37
Ba	280	286	278	102	292	273	265	247	20	18.5	19.2	18
Pb	38	52.3	50.8	46.8	40	54.7	52	49.2	55	53	66.5	70.4
Sr	452.6	466.4	455.8	417.1	473.2	472.6	465.2	417.1	298	325	266.1	263
Ga	3	4	5	6	3.1	3.6	5.1	5.7	-	-	-	-
V	502.1	533.8	539.7	102.5	506.2	522.2	535	518.5	2332.8	2411.4	1679.2	1435.5
Nb	7	6	5	4	6.4	5.8	5	4.1	-	-	-	-
Co	291.3	312	305.8	129.4	286.2	317	310.2	329.4	653	791.5	587.7	567.5
U	0.2	0.25	0.23	0.18	0.25	0.3	0.24	0.19	0.2	0.1	.26	0.3
Th	0.75	0.8	0.6	0.54	0.8	0.7	0.4	0.44	0.22	0.2	.12	0.1
Mn	2943	2864	2870	2640	2845	2765	2723	2678	6285.5	6634.8	5712.7	5357.8
Редкоземельные элементы (REE) (ppm, г/т)												
La	10	9.4	9	5.4	11	10.6	10.4	11.4	16	17	18.8	19
Ce	22	24.1	25	13.7	23	25.2	26	19.7	53	52	51.1	50
Pr	4	3.6	3	2	5	3.8	3.2	2.6	9	7.2	8	8.3
Nd	17	17.2	18	10.1	17.6	19.2	19	16.1	45	46	45.7	48
Sm	5	4.7	4.3	2.4	4.8	4.5	4.2	4.4	9	10	11.1	12
Eu	2	1.8	1.6	0.8	2.1	1.9	1.7	1.8	3	3.5	3.59	3.1
Gd	5.2	4.8	4.7	2.4	5.3	5.4	4.6	3.4	13	12	11.9	11.6
Tb	0.5	0.6	0.7	0.4	0.6	0.56	0.62	0.42	2	1.5	1.47	1.4
Dy	4	4.1	4.2	2.4	3.8	3.9	3.2	4.4	9	8	7.95	7
Ho	0.7	0.8	1	0.5	0.6	0.4	0.9	0.58	1.5	1.8	1.52	1.6
Er	2	2.1	2.4	1.5	2.2	1.9	2.3	1.9	3	3.5	3.42	4
Tm	0.4	0.3	0.5	0.2	0.52	0.45	0.43	0.36	0.3	0.6	0.5	0.4
Yb	1.4	1.7	1.6	1.2	1.5	1.62	1.8	1.62	3	2.7	2.52	2.4
Lu	0.1	0.2	0.4	0.2	0.12	0.24	0.17	0.21	0.4	0.2	0.32	0.3
ΣREE	74.3	75.4	76.4	43.2	78.14	79.67	78.52	67.89	167.2	166	167.89	169.1
Eu/Sm	0.4	0.38	0.37	0.33	0.44	0.42	0.40	0.42	0.33	0.33	0.32	0.39
Av(Eu/Sm)	0.4								0.35			

По распределению элементов-примесей в исследуемых породах отмечены следующие особенности. Анализируемые образцы демонстрируют широкий разброс микроэлементов. В совместимых элементах (Cr, Ni, V, Co) зафиксированы высокие значения как в рудных образцах, так и в рудовмещающих габбро. Самые высокие значения зафиксированы для V со средним содержанием (470,00 ppm), а также для Co со средним содержанием (285,16 ppm), однако Cr имеет среднее содержание до (101,14 ppm), а среднее содержание Ni до (42,13 ppm). Но в рудах как V, и Co показывает более высокое значение, чем в рудовмещающих габбро со средним содержанием (1964,43 ppm и 649,93 ppm, соответственно), Ni зафиксировано среднее содержание до (31,83 ppm), а среднее содержание Cr (78,05 ppm), что означает большее обеднение Cr и Ni в рудах, представленных оксидами Fe-Ti, чем в рудовмещающем габбро.

С другой стороны, несовместимые элементы показывают различное распределение как между вмещающими рудоносными габбро, так и рудами. Как правило, наблюдается обогащение LILE и истощение HFSE как в рудоносных габбро, так и в рудных телах с Ti-Fe- оксидной минерализацией. В рудоносных габбро, зарегистрированы крупные ионные литофильные элементы (LILE: Sr, Ba, Rb) со средним содержанием (452,50, 252,88, 15,96 млн, соответственно). Более того, элементы с высокой напряженностью поля (HFSE: Zr, Nb, Ga, Th, U) имеют низкое среднее содержание (50,35 ppm, 5,41 ppm, 4,44 ppm, 0,63 ppm, 0,23 ppm, соответственно). Но в рудах большие ионные литофильные элементы (LILE: Sr, Ba, Rb) со средним содержанием (288,03 ppm, 18 ppm, 1,63 ppm, соответственно) более обеднены этими элементами, чем в рудоносном габбро. Однако элементы с высокой напряженностью поля (HFSE: Zr, Nb, Ga, Th, U) имеют низкое среднее содержание (50,35 ppm, 5,41 ppm, 4,44 ppm, 0,63 ppm, 0,23 ppm, соответственно) с большим истощением, чем LILEs, а также больше, чем в оксидах Fe-Ti, содержащих в рудоносных габбро. Помимо Zn и Pb, обнаружено обогащение во всех исследованных образцах, но в рудах зафиксирована выше, чем в рудоносных габбро (Zn: 193,50 ppm, 165,16 и Pb: 61,23 ppm, 47,98, соответственно).

Редкоземельные элементы, которые являются важной группой несовместимых элементов, являются наиболее обедненными элементами среди всех анализов, но легкие редкоземельные элементы (LREE) значительно обогащены, чем тяжелые редкоземельные элементы HREE, согласно результатам анализа (таблица 5.1) в рудоносных габбро, Σ LREE (62,64 ppm) и Σ HREE (9,18). В то время как в рудах Σ LREE (149,08 ppm) более обогащена, чем во вмещающих рудоносных габбро, а также Σ HREE (18,08). Согласно примитивной мантии (PM) по McDonough and Sun (1995) (рис. 5.6 а) и хондриту (CI) по Thompson (1982) (рис. 5.6 б), нормализация

микроэлементов и REEs показывает различное содержание с несколькими REE узорами. Обычно нормированные примитивной мантией (PM) микроэлементы и структура REE в оксидах Fe-Ti, содержащих габбро, демонстрируют обогащение Pb, Sr и Ti и обеднение Th, Zr, Yb и Lu, в то время как Fe- Минерализация оксидов Ti демонстрирует в основном обогащение Pb и Ti, а Eu показывает небольшое обогащение как в рудоносных габбро, так и непосредственно в рудах. С другой стороны, хондрит (CI) по Thompson (1982) в рудоносных габбро, демонстрирует большее обогащение Rb, K, Sr, P, Ti и Tm, но происходит обеднение Th, Zr и Nb, в то время как в минерализации оксидов Fe-Ti в рудах проявляется обогащенная структура по Ti, La, Ce, P и Sm, а обеднение регистрируется по Ba, Sr и K.

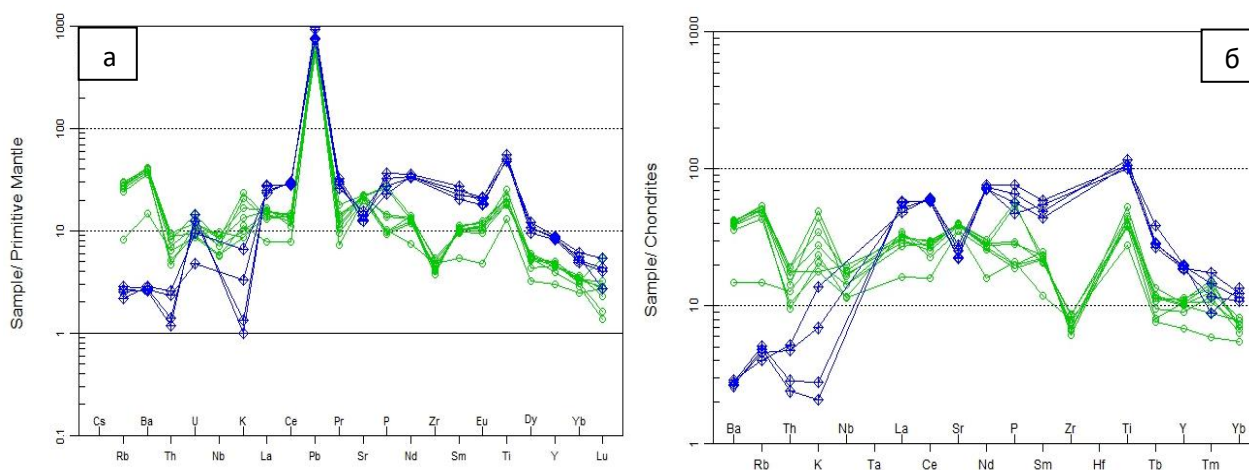


Рис. 5.6. а) график нормализации примитивной мантии (PM) по McDonough и Sun (1995); б) график нормализации хондрита (CI) по Thompson (1982) для редких элементов (РЗЭ)

Таким образом, по распределению элементов-примесей в исследуемых породах отмечены следующие особенности. Анализируемые образцы демонстрируют широкий разброс микроэлементов. В совместимых элементах (Cr, Ni, V, Co) зафиксированы высокие значения как в рудных образцах, так и в рудовмещающих габбро. Самые высокие значения зафиксированы для V со средним содержанием (470,00 ppm), а также для Co со средним содержанием (285,16 ppm), однако Cr имеет среднее содержание до (101,14 ppm), а среднее содержание Ni до (42,13 ppm). Но в рудах как V, и Co показывает более высокое значение, чем в рудовмещающих габбро со средним содержанием (1964,43 ppm и 649,93 ppm, соответственно), Ni зафиксировано среднее содержание до (31,83 ppm), а среднее содержание Cr (78,05 ppm), что означает большее обеднение Cr и Ni в оксидной минерализации Fe-Ti, чем в рудовмещающем габбро.

Важную закономерность показали данные методом ICP-MS микроэлементов в рудоносных габбро и титаномагнетитовых рудах участка Абу-Мурат, впервые для района Ум-Тагир зафиксировавшие повышенные содержания ванадия (см. табл. 5.1), вплоть до промышленных концентраций (от 0,05 до 0,24 %). Это свидетельствует о высоком качестве руд и возможной попутной добыче ванадия при разработке потенциальных месторождений.

Наблюдаемая небольшая отрицательная аномалия Nb может быть связана с ролью загрязнения земной коры исходными габбро, а также с истощением Nb по сравнению с обогащенными LFSE. (Taylor and McLennan, 1985).

Обилие РЗЭ можно использовать для измерения степени частичного плавления мантийных источников (Zhu et al., 2008). Степени обогащения/обеднения мантии можно показать с помощью бинарной диаграммы фракционной кристаллизации и стрелок частичного плавления в отношениях Ce/Yb-Ce . График исследованных образцов соответствует тренду фракционной кристаллизации (рис. 5.7).

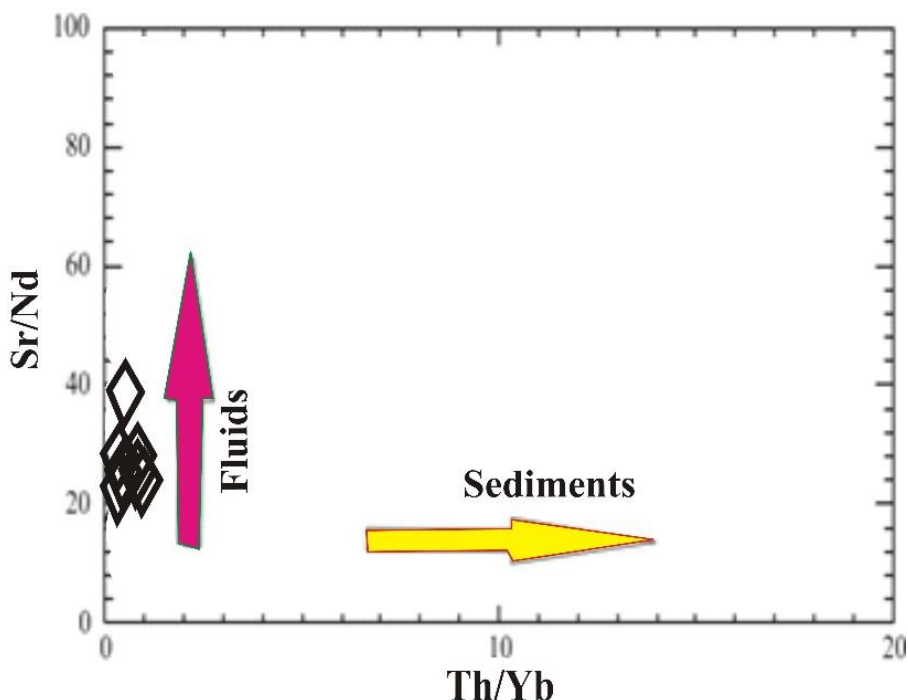


Рис.5.7. Диаграмма бинарной вариации Sr/Nd и Th/Yb в габброидных породах

Исследованные расслоенные интрузии Абу-Мурат модифицированы флюидами из погружаемой плиты, которые играют существенную роль в переносе некоторых элементов, таких как Sr, Nd и Yb (рис. 5.8).

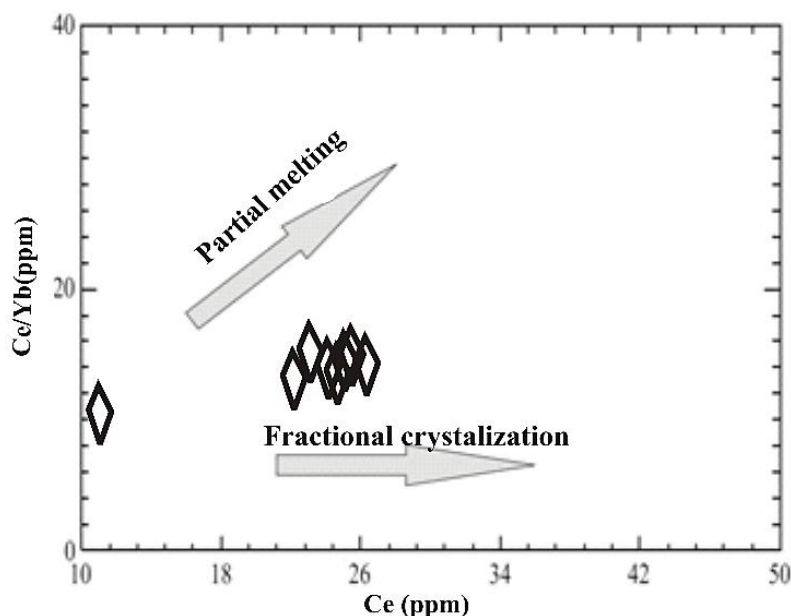


Рис.5.8. Диаграмма бинарной вариации между Ce/Yb и Ce в габброидных породах

5.3. Геодинамическая обстановка образования рудоносного габбро и природа титан-железооксидных руд в габброидах Абу-Мурат

Исследуемые образцы габбро, которые мы отнесли к раннеколлизийному габбро-тоналит-гранодиоритовому комплексу, согласно их локализации и возрастных характеристик, на диаграмме Rb-Y + Nb Пирса (1984) размещаются в поле вулканической дуги (см. рис. 5.4 в).

HFSE и переходные элементы в основном используются для различения тектонической обстановки магматических и метаморфических пород из-за их неподвижности при низкой степени метаморфизма (Manyu, 2014; El Mezayen et al., 2019; Lasheen et al., 2021). Габброиды Абу-Мурат обогащены LFSE, чем HFSE, что согласуется с субдукционной близостью. Кроме того, незначительное обогащение легких РЗЭ по отношению к тяжелым РЗЭ (см. табл. 5.1) можно объяснить природой зоны субдукции, так как они поступали из водосодержащих флюидов в мантийный источник при субдукции (Wehrmann et al., 2014; Khedr et al., 2020). Известно, что HFSE и HREE неподвижны; поэтому их можно использовать в качестве индикатора магмы, из которой образовались габброиды Абу-Мурат.

Оксиды Fe-Ti могут образовываться путем фракционирования Fe-Ti мантийной магмы или путем частичного плавления Fe-Ti мантийной магмы. Широко распространено мнение, что Fe-Ti оксиды габброидов Абу-Мурат образуются в результате фракционной кристаллизации богатых Fe-Ti минералов путем осаждения кристаллов (гравитационное разделение ранее образованных минералов) (Basta and Takla, 1968). Это происходит из-за флюидов, полученных из

погружающейся плиты в литосферу, которая дает расплавленную магму, обогащенную оксидами Fe-Ti. Осаждение кристаллов более ранних минералов приводит к накоплению и образованию массивного слоя ильменита, прослоенного в габброидных породах (рис. 5.9). Кроме того, обогащение оксидами Fe-Ti в расслоенных интрузиях Абу-Мурат может быть связано с обогащением Ti во флюидах, полученных из плит, что приводит к неоднородности мантии Аравийско-Нубийского щита (ANS) (Jennings et al., 2016). Для образования оксидов Fe-Ti требуется высокая летучесть кислорода (fO_2) и содержание воды, что применимо к субдукционным признакам (Howarth and Prevec, 2013).

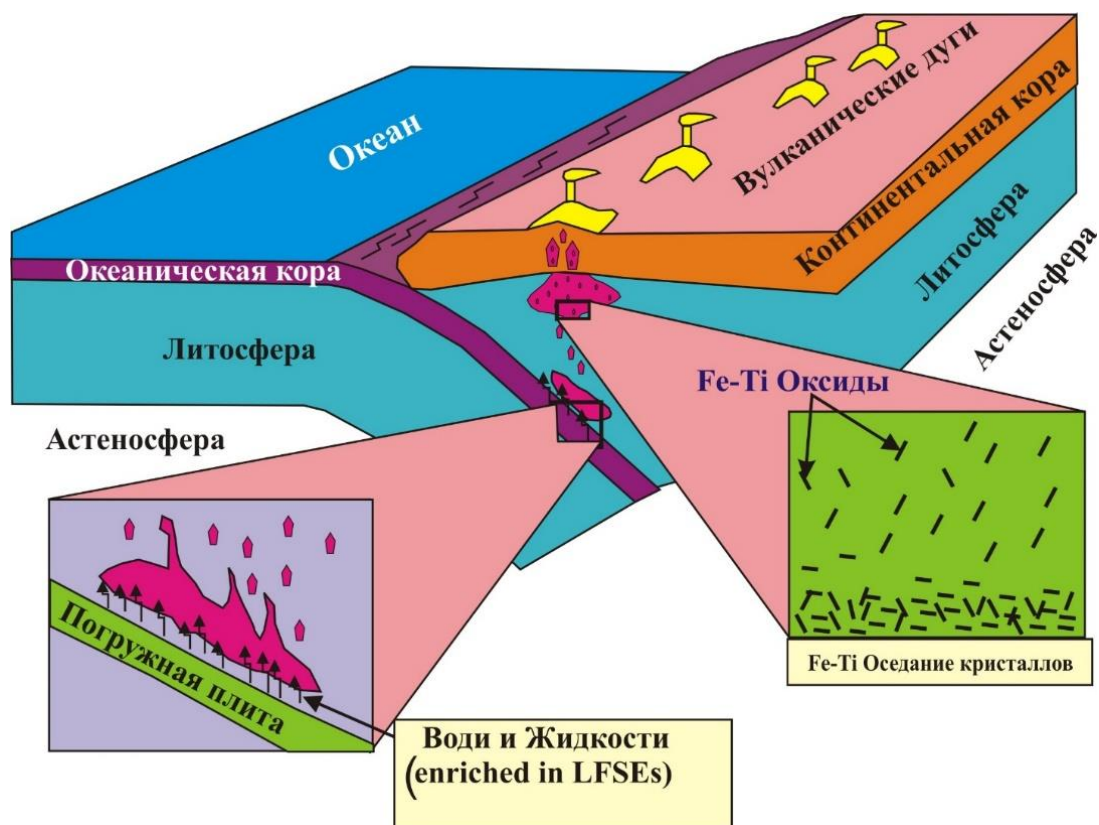


Рис. 5.9. Схематическая модель габбровых интрузий, содержащих оксиды Fe-Ti.

Океаническая плита субдуцируется под континентальную. Вода и флюиды, обогащенные LFSE, были вытеснены из субдуцированной плиты, что привело к частичному плавлению мантийных пород. Оксиды Fe-Ti образуются в результате процессов осаждения кристаллов, связанных с фракционной кристаллизацией этой магмы, образующей габбровые породы.

Концентрацию оксидов железа можно резюмировать несколькими основными способами, которые представляют собой магматические процессы (например, фракционная кристаллизация, несмешиваемость, гравитационное осаждение и сегрегация остаточной жидкости магмы), поздние

магмато-гидротермальные и метаморфические процессы (например, образование оксидов Fe и Ti из ферромагнезильного кристалла) (Stanton, 1972; Charlier et al., 2010). Однако отложение Fe-Ti может зависеть от многих факторов, таких как: а) фракционирование и дифференциация кристаллов, б) окисление и ремобилизация твердого раствора, в) несмешиваемость и процессы накопления, д) перемешивание, загрязнение и ассимиляция магмы, и е) температура.

По мнению многих авторов, только один процесс не может обеспечить получение Fe-Ti на месторождении, должны действовать два или более комбинированных фактора, в то время как существует основной фактор домена происхождения Fe-Ti. Согласно фазовой диаграмме FeO-TiO₂ и Fe₂O₃ (Buddington and Lindsley, 1964; Lattard et al., 2005; Sauerzapf et al., 2008; Kheder, 2020), которая процесс включает три основных ряда состояний твердого раствора:

- 1) ферро-псевдобрукит–псевдо-брукитовый ряд - происходит вдоль очень высокотемпературного твердого раствора;
- 2) серии ильменит-гематит, которые содержат ферроильменит и титаногематит при высокой температуре выше 800°C с высокой степенью окисления;
- 3) серия ульвошпинель-магнетит с состоянием твердого раствора около 600 ° C в диапазоне от низкой до средней степени окисления.

Наиболее важными являются второе и третье состояние, в минеральной ассоциации которых преобладают ильменит, магнетит, гематит, ферроильменит и титаногематит. Как правило, эти две группы увеличиваются с увеличением как температуры, так и условий окисления. С другой стороны, содержание гематита увеличивается с повышением температуры и условий окисления, в то время как ильменит и магнетит не проявляют большего влияния из-за повышения температуры, как гематит. На Fe-Ti месторождениях Абу-Мурат и присутствующих габбро наблюдается высокая степень окисления при высокой температуре (рис. 5.6), таким образом, с использованием геохимического анализа, основная ассоциация руд проходит вдоль гематит-магнетита и ильменита и представлена титаногематитом, хотя рудно микроскопические исследования и ЭСМ показывают, что руда представлена множеством Fe-Ti минералов. С другой стороны, в соответствии с геохимическим поведением редких элементов и РЗЭ, месторождения Fe-Ti в районе Абу-Мурат можно рассматривать как результат нескольких комбинированных процессов, которые представляют собой фракционную кристаллизацию, смешение магмы с другой примитивной магмой или недифференцированную магму, загрязненную осадками субдукционной плиты. В целом, свидетельства механизма этих процессов можно резюмировать в прогрессе кристаллизации минералов из оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза, а также в увеличении

анортитного содержания от анортита до лабрадора, в дополнение к обогащению совместимыми элементами (Cr, V, Ni, Co и Mg) все эти наблюдения являются хорошим показателем фракционной кристаллизации.

Многие авторы (Vincent and Phillips, 1954; Pang et al., 1957; Khedr et al., 2020) обсуждали материнскую магму месторождений оксидов Fe-Ti, и многие из них пришли к выводу, что месторождения Fe-Ti могут быть образованы из ферробазальтовых отложений, или ферродиоритовой магмы по составу. В наших исследованиях петрографические и геохимические данные приводят к предположению, что материнская Fe-Ti магма месторождений Абу-Мурат, толеитового типа, относится к зоне субдукции между островной и вулканической дугами, помимо образовавшейся магмы богатой оксидами железа (рис. 5.46). С другой стороны, несовместимые элементы (Cr, Ni, Co) демонстрируют различное поведение распределения и неравномерное увеличение между оксидами Fe-Ti, несущими габбро, и оксидной минерализацией Fe-Ti, что может быть использовано как свидетельство смешения магмы. Как правило, они показывают обогащение LILE и истощение HFSE как габбро, содержащего оксид Fe-Ti, так и оксидной минерализации Fe-Ti из-за состава островной дуги (Bedard et al., 2009; Khedr et al., 2010, 2014; Wehrmann et al., 2014, Khedr et al., 2020) легкие редкоземельные элементы (LREE) значительно обогащены, чем тяжелые редкоземельные элементы HREE, эта характеристика дает индекс загрязнения магмы.

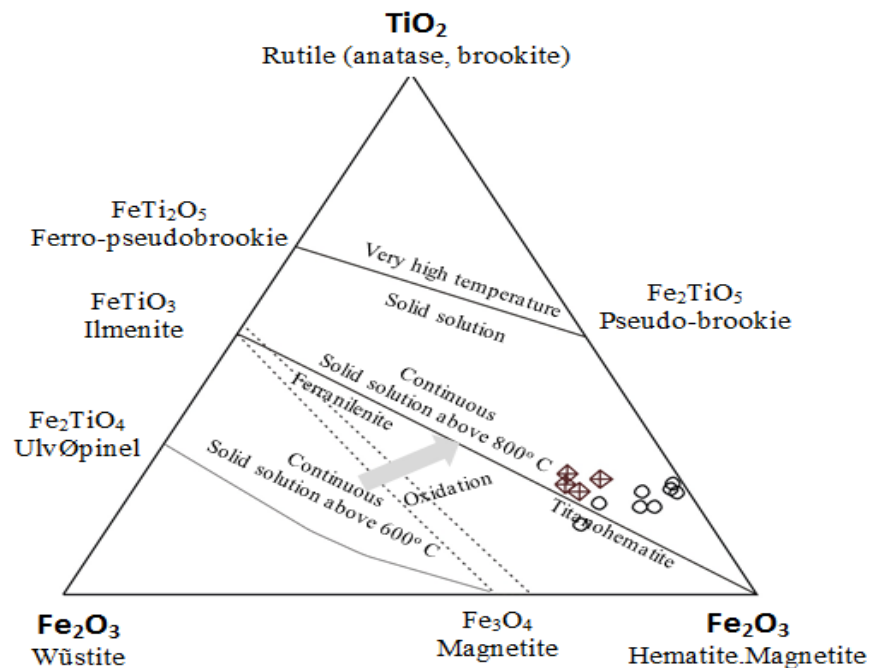


Рис. 5.10. Фазовая диаграмма FeO-TiO₃ и Fe₂O₃, показывающая три твердых раствора и проявления Fe-Ti в Абу-Мурате и размещенные образцы габбро (по Buddington and Lindsley, 1964; Khider, 2020)

Идиоморфные формы выделений магнетита, титаномagnetита, ильменита в габбро, ритмичное чередование зон густой и бедной вкрапленности с постепенными переходами, субпараллельное положение рудных тел по отношению к пластообразным интрузиям габбро даёт основание предположить, что руды обладают признаками кумулятивно-магматических образований. Такой механизм кристаллизационной дифференциации вероятно имеет сходство с формированием Кусинско-Копанского рудно-магматического комплекса на Урале в России (Холоднов и др., 2015).

Потенциальные рудопроявления титаномagnetитовых руд. Полевые работы, проведенные автором в районе Ум-Тагир, позволили определить, что перспективы обнаружения месторождений железа магматического генезиса в габброидных интрузиях района Ум-Тагир связываются с участком Абу-Мурат, где автором впервые установлены многочисленные точки минерализации с повышенными содержаниями минералов, представленных оксидами железа и титана (рис. 5.11).

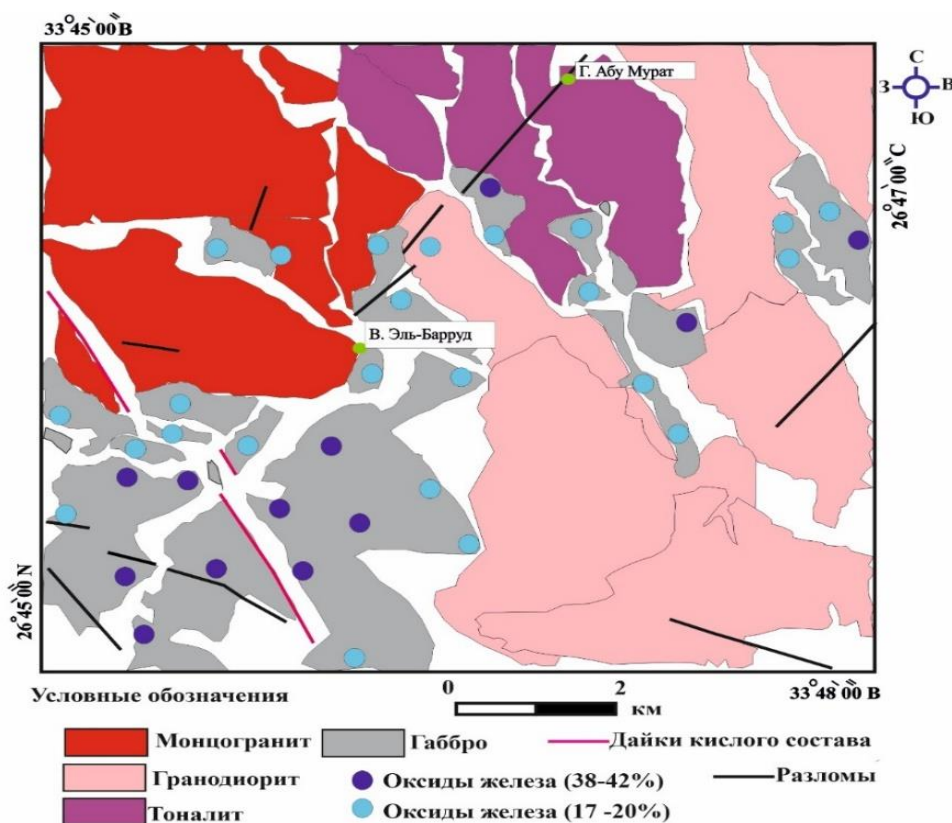


Рис. 5.11. Точки минерализации с титан-железооксидными рудами в габброидном массиве участка Абу-Мурат

Результаты исследований, приведенные в главе 5, позволяют сформулировать защищаемое положение 2.

Тезис 2. *Установлено, что габброиды Ум-Тагир включают массивные и рудоносные полосчатые разности. Пластообразные интрузии габбро на участке Абу-Мурат содержат густовкрапленные титаномагнетитовые руды. Рудные тела с содержанием оксидов железа до 17-42 % имеют форму полос и линз, мощностью до 3 м, видимой протяженностью 10-30 м, образуют рудные пачки, мощностью 10-20 м. Рудные минералы представлены гемоильменитом, титаномагнетитом, ильменитом, магнетитом, гематитом и гетитом.*

6. ПРИГОДНОСТЬ ГРАНИТНЫХ ПОРОД УМ-ТАГИР ДЛЯ СТРОИТЕЛЬСТВА В КАЧЕСТВЕ ОБЛИЦОВОЧНЫХ КАМНЕЙ

6.1. Радиоактивность гранитных пород Ум-Тагирского района

Природные радионуклиды ряда урана (^{238}U) и тория (^{232}Th) и ^{40}K , а также искусственные радионуклиды ^{137}Cs , ^{90}Sr и $^{239+240}\text{Pu}$ являются основными представленными долгоживущими радионуклидами (El-Kameesy et al., 2008; Zakaly et al., 2019). Среди первых элементов наиболее распространены калий-40 и радиоизотопы природного ряда урана, актиния и тория, включая родительские ядра ^{235}U , ^{238}U и ^{232}Th и продукты распада от последовательных альфа- или бета-распадов, тогда как наиболее распространенными ядрами космогенного происхождения являются ^{14}C , ^{10}Be и ^{26}Al (Zakaly et al., 2019). Изотопы тория широко используются в качестве индикаторов динамики частиц в морской геохимии. Радионуклиды, реагирующие с частицами, полезны в качестве индикаторов переноса частиц. Частицы любого размера играют центральную роль в улавливании радиоактивных радионуклидов и загрязняющих веществ в устьях рек, прибрежных и открытых океанах (Sanchez-Cabeza et al., 2002), что документально подтверждено, так радиоактивные индикаторы окружающей среды могут использоваться для понимания основных процессов, лежащих в основе среды, в которой они обитают.

Распределение урана и тория в минералах и породах магматического происхождения можно объяснить с точки зрения кристаллохимии элементов. Геохимическая согласованность U и Th во время магматического цикла возникает из-за заметного сходства их зарядов и ионных радиусов (U^{4+} , 1.05Å и Th^{4+} , 1.10Å). Между ураном и летучими компонентами магм существует связь; уран имеет тенденцию концентрироваться в кислых расплавах, богатых фтором и хлором. Такое поведение может объяснить позднее осаждение урана во многих типах гранита (Aswathanarayana, 1986).

В настоящей работе образцы исследуемых гранитных пород, собранные в районе Ум-Тагир, были проанализированы с целью определения концентрации и распределения металлов (Cr, Ni, Cu, Zn, Zr, Rb, Y, Ba, Pb, Sr, Ga, V, Nb, As и Co), чтобы понять влияние их естественных поступлений на качество горных пород, что приведено на рисунке 6.1. Микроэлементы (Cr, Ni, Cu, Zn, Zr, Rb, Y, Ba, Pb, Sr, Ga, V, Nb, As и Co) показали широкий диапазон концентраций. Концентрация Sr варьирует от 17,9 $\text{мкг}\cdot\text{г}^{-1}$ в монцограните до 915 $\text{мкг}\cdot\text{г}^{-1}$ в тоналите. Уровень Ba колеблется от 76,1 до 1240 $\text{мкг}/\text{г}$ в монцограните. Очевидно, что концентрация микроэлементов (Zn, Zr, Pb, Rb и Ga) имеет высокие значения в монцограните по сравнению с тоналитом, гранодиоритом и гранитом из щелочного полевого шпата. С другой стороны, образцы тоналита имеют высокую концентрацию

микроэлементов (Ni, Cr, Cu, V и Co) по сравнению с гранодиоритом, монцогранитом и щелочным гранитом. Однако монцогранит и щелочной гранит имеют более высокие значения (Y, Nb и As), чем тоналит и гранодиорит. Геохимические связи U с Th и некоторыми микроэлементами в гранитоидных породах Ум-Тагирского района можно показать, построив ряд различных диаграмм.

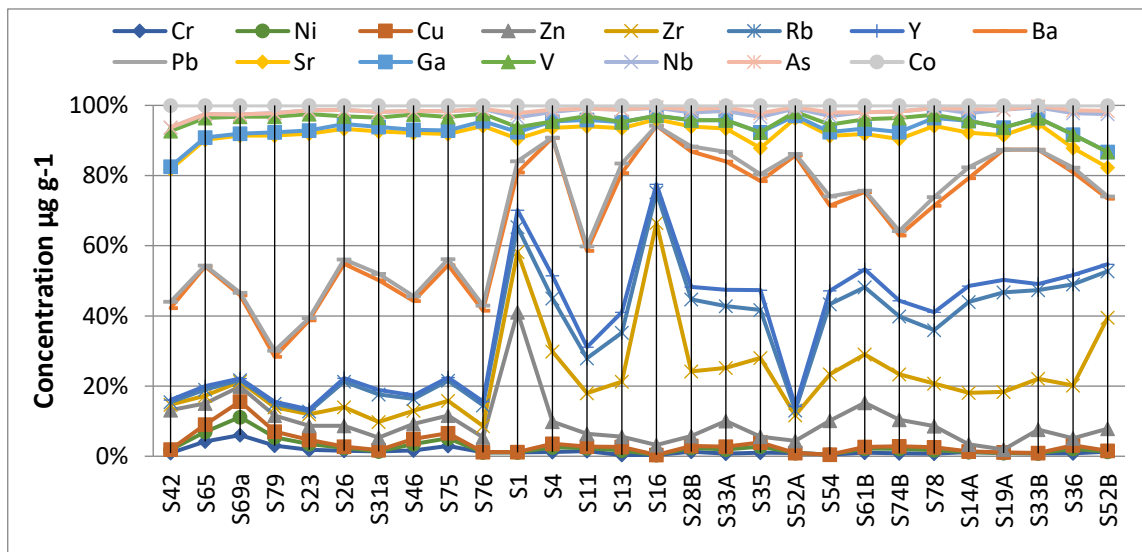


Рис. 6.1. Распределение микроэлементов в образцах для всех исследованных гранитных пород

Соотношения тория и урана. Обычно в природных породах тория в три раза больше, чем урана. Когда это соотношение нарушается, это свидетельствует об истощении или обогащении урана. Связь между U и отношением Th / U указывает на тенденцию к снижению для гранодиорита, монцогранита и гранита из щелочного полевого шпата, в то время как тенденцию к увеличению для тоналита. Данные, представленные для гранитных пород, указывают на влияние гидротермальных флюидов на гранодиорит, монцогранит и гранит из щелочного полевого шпата, в то время как гидротермальные флюиды на тоналит не влияют, как показано на (рис. 6.2).

Соотношения U по сравнению Th и некоторых микроэлементов. Бинарные диаграммы U-Th указывают на положительную корреляцию между двумя радиоактивными элементами в тоналите и граните щелочного полевого шпата, в то время как гранодиорит и монцогранит имеют отрицательную корреляцию между ними. Иногда положительная корреляция может быть связана с тенденциями дифференциации, предполагающими сингенетическое происхождение радиоактивности, с другой стороны, отрицательная корреляция между торием и ураном может указывать на постмагматические процессы, которые сыграли важную роль в появлении урана. U положительно коррелирует с Rb, Ba и Sr, в то время как отрицательная корреляция с Nb и Zr как в тоналите, так и в гранодиорите ведет себя несовместимо в гранитном расплаве, так что там, где

концентрация U контролируется магматическими процессами, количество этих элементов должно увеличиваться (Cuney et al., 1987).

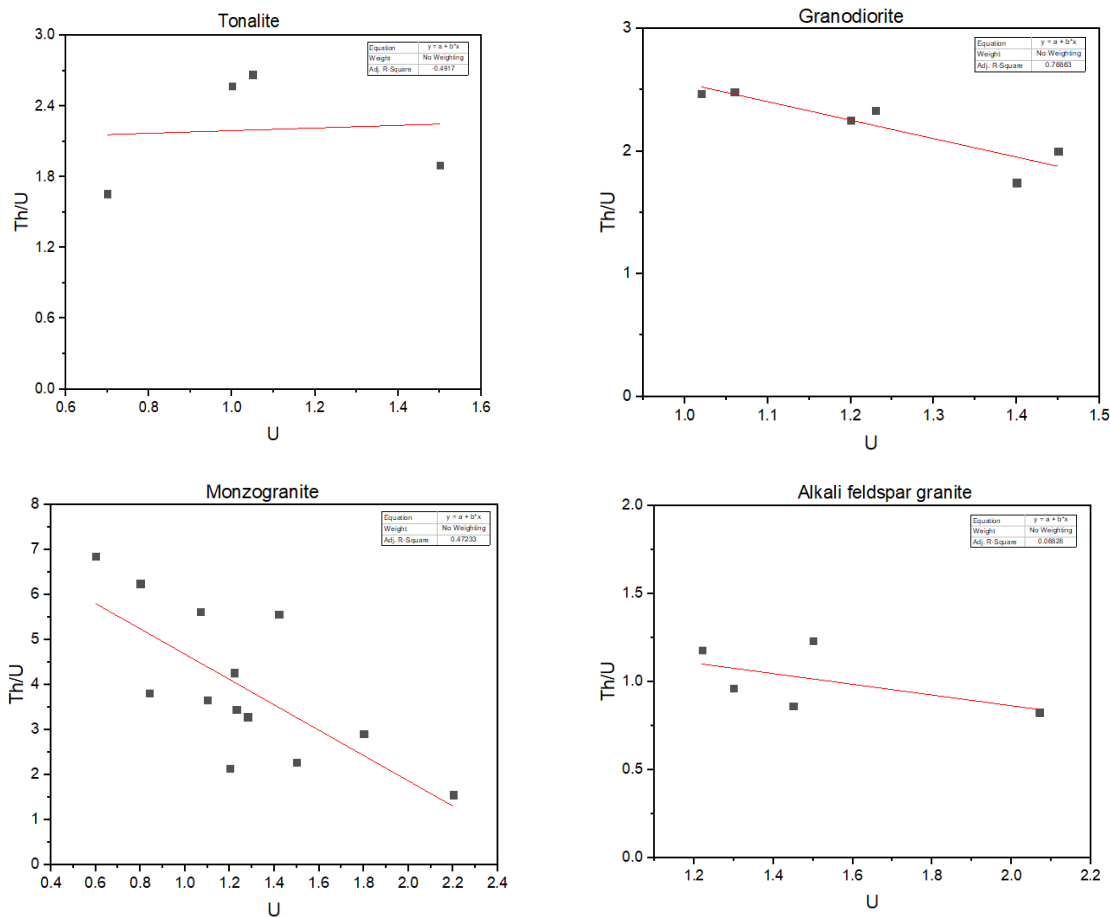


Рис. 6.2. Бинарная зависимость между U от Th / U для исследованных гранитных пород

Положительная корреляция U с Rb, Ba и Sr указывает на их несовместимое поведение во время их образования, где концентрация U контролируется таким процессом (рис. 6.3 а, б). Что касается гранодиорита, существует положительная корреляция между ураном с Zr и Ba и отрицательная корреляция с Rb, Sr и Nb. Положительная корреляция из-за их несовместимого поведения во время их образования, в то время как отрицательная корреляция связана с несовместимостью в гранитном расплаве, как показано на (рис. 6.3 б). Щелочно-полевошпатовый гранит имеет положительную корреляцию между U с Zr, Sr и Nb и отрицательную корреляцию с Rb и Ba. Иногда положительная корреляция совместимости проявляется при плавлении гранита, с другой стороны, отрицательная корреляция может быть связана с их несовместимым поведением во время их образования магматическими процессами, как показано на (рис. 6.3 в, г).

Предположения о связи между высокими концентрациями U и Ba (Barnes, Hambleton-Jones, 1978) не верны для изученных гранитных пород.

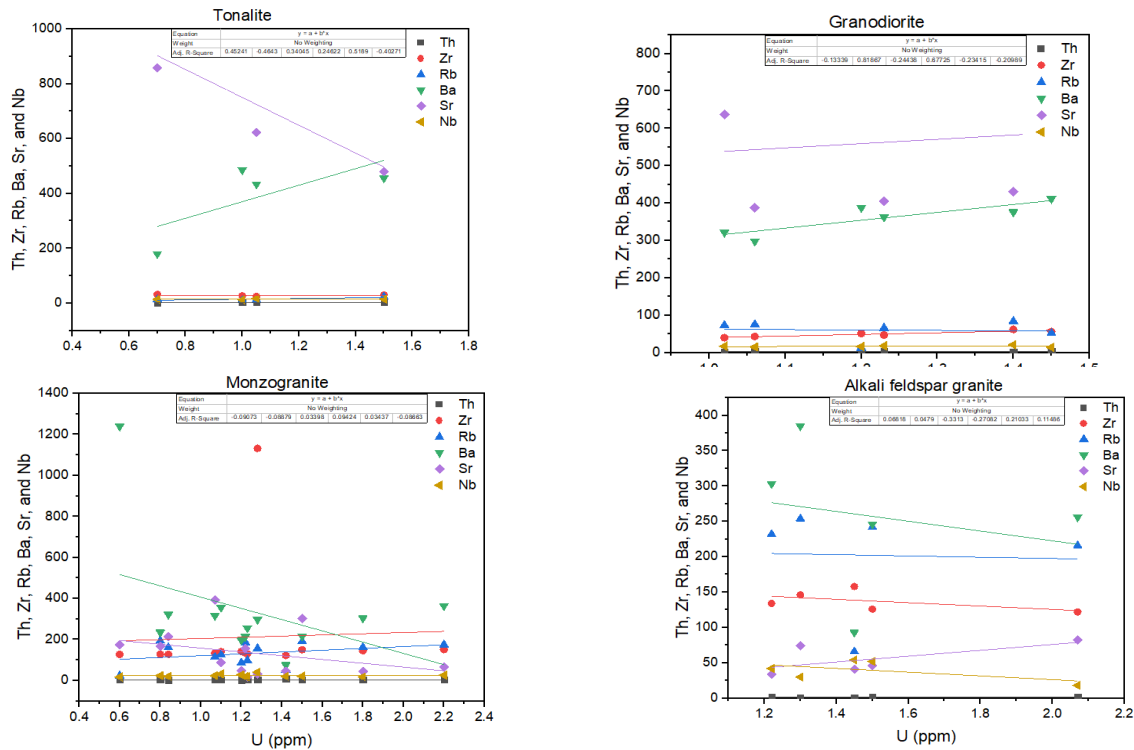


Рис. 6.3. Бинарное соотношение между Th и Th, Zr, Rb, Ba, Sr и Nb для четырех исследованных гранитных пород

Природные радионуклиды. Активные концентрации серий ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K (ppm) в пробах показаны на (рис. 6.4). Средняя активность (диапазон) серий ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K в исследованных гранитах составила 15,7 (8,7–25,7), 13,2 (4,7–11,7) и 703,8 (195,1–1371,8) Бк/кг, соответственно.

Радиологическая опасность гранитных пород. Уровни активности и распределение естественных наземных радионуклидов ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K были измерены методом ICP для образцов гранитных пород, собранных в районе Ум-Тагир. Концентрации активности ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K оказались нормальными. Наши результаты показывают, что вариации в распределении микроэлементов являются одним из наиболее важных факторов, влияющих на пространственные вариации ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K в гранитных породах (Awad et al., 2020). Извлеченные значения, как правило, сопоставимы с соответствующими значениями, полученными из других стран, и все они находятся в пределах средних мировых диапазонов. Все измеренные радиологические параметры ниже допустимого предела. Следовательно, вредные радиационные эффекты из-за естественной радиоактивности гранитных пород не представляют опасности для населения и в области строительства и отделки, а также степени их воздействия на тех, кто использует гранитные изделия

в своих домах или для других целей (Awad et al., 2020).

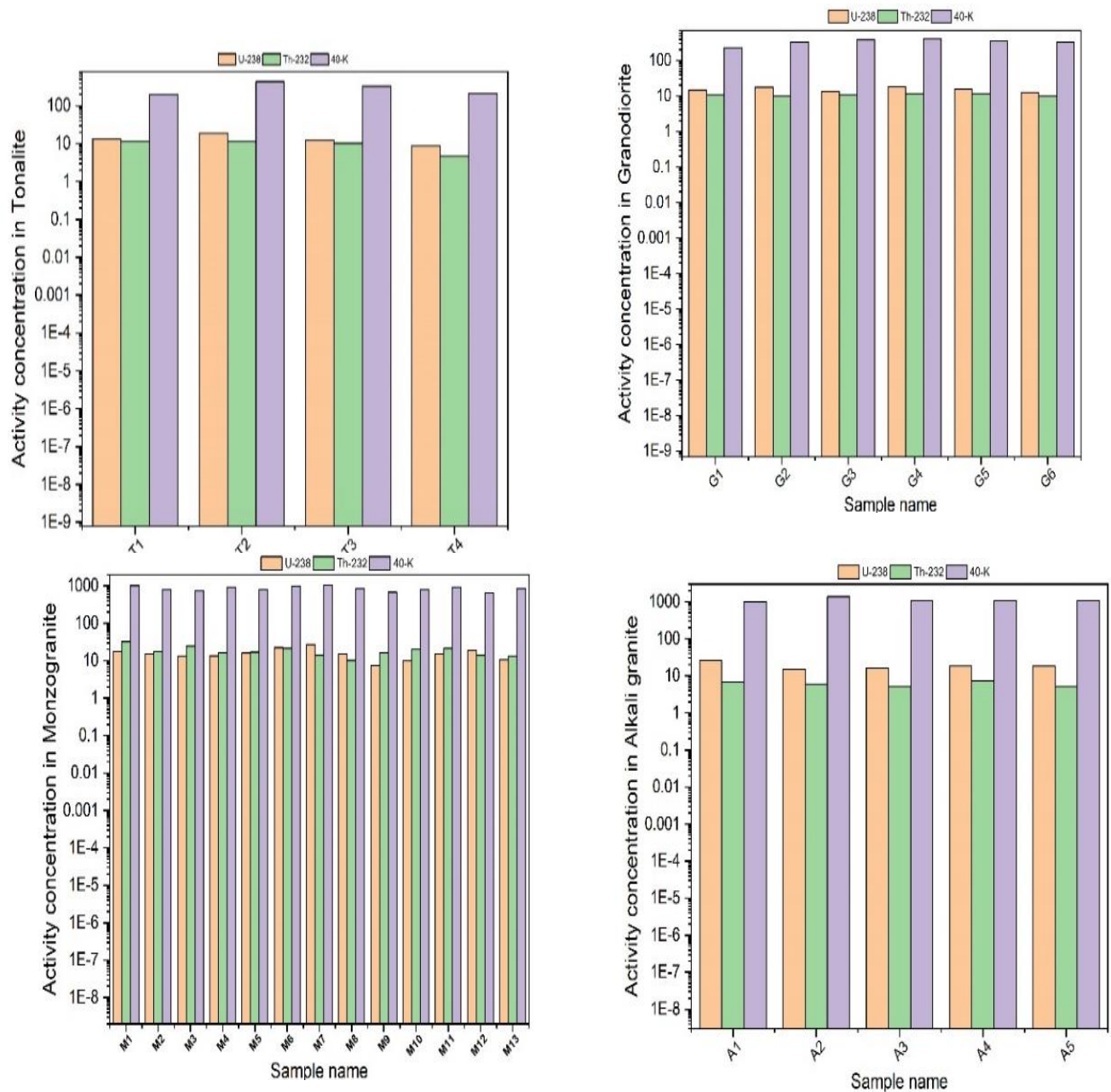


Рис. 6.4. Концентрации ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K (Бк/кг) для четырех исследованных гранитных пород

Данные об активности естественных радионуклидов (ЕРН) радия (^{226}Ra), тория (^{232}Th), калия (^{40}K), содержащихся в эталонных образцах гранитов Ум-Тагирского района, использовались для расчета суммарной удельной активности ЕРН согласно [ГОСТ 30108-94 Материалы и изделия строительные. Определение удельной эффективной активности естественных радионуклидов (1995)] (табл. 6.1).

Суммарная удельная активность ЕРН в материале ($A_{эфф}$), определяется с учетом их биологического воздействия на организм человека по формуле:

$$A_{эфф} = A_{Ra} + 1,32A_{Th} + 0,085A_K,$$

где A_{Ra} , A_{Th} , A_K – удельные активности радия, тория, калия, Бк/кг.

Критерием для принятия решения об использовании строительных материалов согласно нормам радиационной безопасности (СП 2.6.1.2612-10 «Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности «ОСПОРБ 99/2010») для материалов, используемых в строящихся и реконструируемых жилых и общественных зданий (I класс) является значение $A_{эфф} \leq 370$ Бк/кг.

Таблица 6.1

Удельные активности естественных радионуклидов (ЕРН), содержащихся в гранитных породах района Ум-Тагир

Статистические параметры	Удельная активность радионуклидов, Бк/кг			Суммарная удельная активность ЕРН (Аэфф)
	²²⁶ Ra	⁴⁰ Th	⁴⁰ K	
Тоналит				
максимальное	18.60	11.50	437.30	
минимальное	8.70	4.70	216.50	
среднее значение	13.2	9.5	294.8	50.8 Бк/кг
Гранодиорит				
максимальное	18.00	11.70	418.00	
минимальное	12.70	10.20	319.40	
среднее значение	15.3	10.8	343.0	58.7 Бк/кг
Щелочно-полевошпатовый гранит				
максимальное	25.70	6.90	1371.80	
минимальное	15.20	5.80	996.70	
среднее значение	18.74	6.08	1108.18	121 Бк/кг
Монцогранит				
максимальное	17.60	31.90	1013.90	
минимальное	7.50	16.60	664.50	
среднее значение	15.5	18.2	840.6	111 Бк/кг

Таким образом, исследуемые породы, относящиеся к классу I, соответствуют необходимым гигиеническим нормам как строительные и облицовочные материалы.

6.2. Декоративные и физико-механические свойства гранитов Ум-Тагир

Установлено, что концентрации активности ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в различных типах гранитных пород являются нормальными, а вредные радиационные эффекты в результате естественной

радиоактивности исследованных гранитов не представляют опасности для населения и для таких областей бизнеса как строительство и создания украшений, а также степень их воздействия на тех, кто использует их в своих домах или для других целей. Поэтому для нашего анализа некоторых физико-механических свойств гранитов в районе Ум-Тагир необходимо определить пригодность этих пород в качестве сырья для облицовочных и поделочных камней. К данному сырью традиционно относятся определенные типы магматических, метаморфических и некоторых осадочных пород, которые характеризуются прочностью, высокой твердостью и стойкостью к климатическим изменениям, при этом сохраняя свои разнообразные красивые цвета и узоры. Природные камни, в отличие от материалов, созданных человеком, по своей природе не обязательно ограничены по цвету, структуре и / или поведению. В основном, есть три основных направления использования облицовочных и поделочных камней, которые расположены следующим образом: 1) они нарезаются на кусочки, которые используются для покрытия полов и стен различных зданий, чтобы придать красоту и солидность, а также для покрытия столов в холлах и кухонной мебели; 2) некоторые из них используются в мебели, при изготовлении статуй и предметов дизайна; 3) некоторые виды плитки и мозаики выполнены из поделочного щебня. Иногда для очистки полированного камня используют воду и хозяйственное мыло – пропитка воском, силиконом или смолой обычно не требуется. Обычно некоторые из них нуждаются в консервационной обработке, которая может быть рекомендована для использования при изготовлении горизонтальных поверхностей столов или кухонных принадлежностей. Их поверхность водонепроницаема и устойчива к воздействию агрессивных жидкостей. Облицовочные камни широко распространены в Египте, они представлены в Восточной пустыне, на Синае и в долине Нила, как показано на (рис. 6.5) (Raimondo Ciccu and Hany Hamdy, 2005). В основном они подразделяются на гранитные породы, мрамор (белый, черный, серый, желтый и розовый) и порфировидные вулканические породы. Отложения ущелья Хаммамата, а именно серпентинитовые породы, встречаются в Центрально-Восточной пустыне. Как правило, гранитные породы хорошо устойчивы как к загрязнениям, так и к погодным условиям, а также имеют характерный красивый внешний вид. Они подходят для всех видов облицовочных камней.

Bates (1960) и Hedge (2004) выяснили, что пригодность гранитных пород для производства декоративного камня требует наличия восьми основных условий.

1. На них не действуют зоны выветривания и сдвига.
2. Обладают очень высокой твердостью и их удельный вес не должен превышать 2 г/см^3 .
3. Характеризуется красивой окраской и узором (рис. 6.6).

4. Представлены переплетенными кристаллическими минералами разного цвета и размера (рис. 6.7).
5. У них есть соединительные системы в вертикальном и горизонтальном направлениях.
6. Они не имеют радиоактивного содержания.
7. Простота загрузки и транспортировки.
8. Имеют характеристики, принятые в международном сообществе (таблица 6.2).

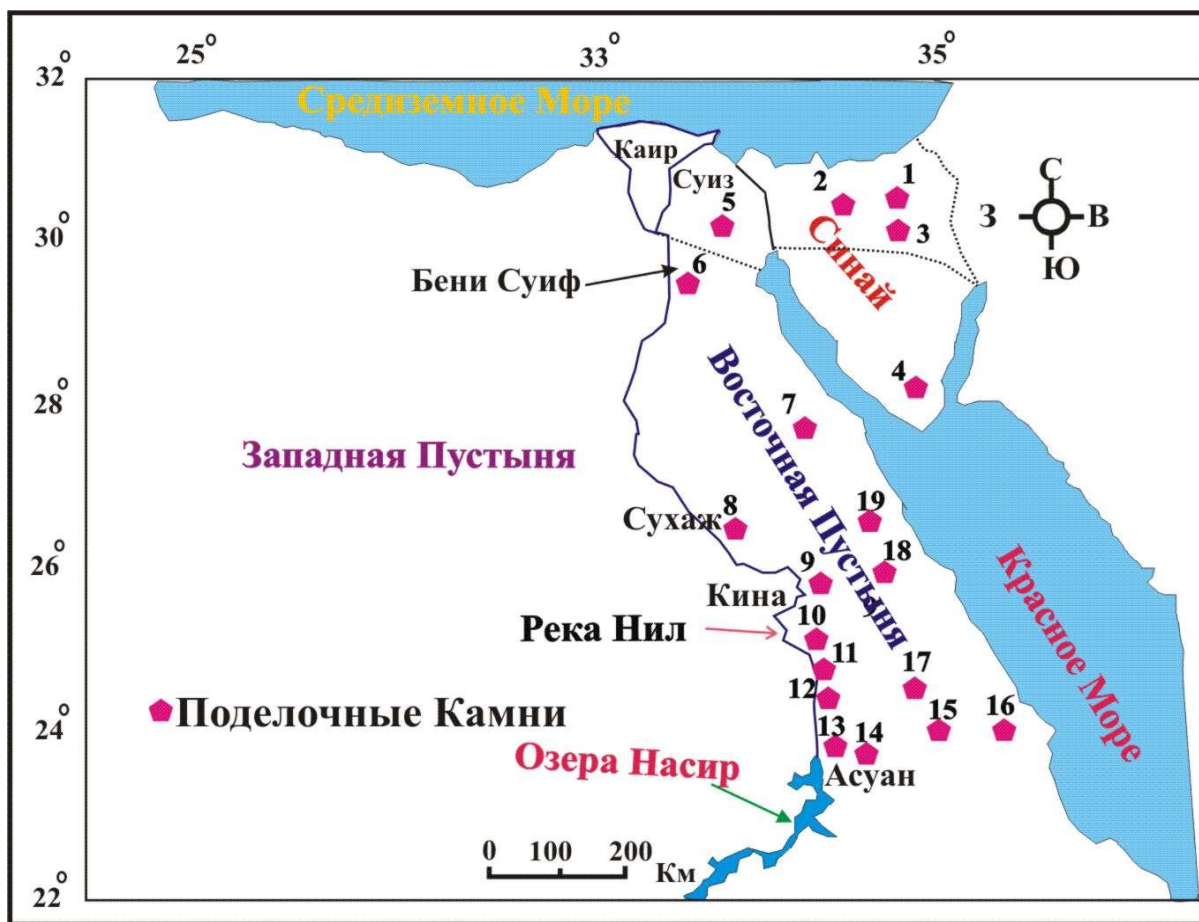


Рис. 6.5. Расположение объектов облицовочных (поделочных) камней в Египте (модифицированные Raimondo Ciccu and Hany Hamdy, 2005)

Таблица 6.2

Международные технические свойства видов поделочного камня

Горные породы Свойства	Граниты	Габбро и вулканические породы	Брекчия	Мрамор
Прочность на сжатие, кг/см ²	1700 – 1900	1900 – 2050	900 – 150	1250 – 1300
Прочность на изгиб, кг/см ²	100 – 140	220 – 300	90 – 100	145 – 155
Насыпной удельный вес, г/см ³	2.4 – 2.8	2.9 – 3.2	2.4 – 2.7	2.4 – 2.7
Устойчивость к истиранию, кг/см ²	Хорошо	Отлично	Средняя	Хорошо
Тепловое расширение, см	0.0 – 0.1	0.0 – 0.01	0 – 0.03	0.0 – 0.01
Видимая пористость, %	0.3 – 0.5	0.1 – 0.3	0.1-0.3	0.1 – 0.3
Впитывание воды, %	0.1 – 0.3	0.04 – 0.06	0.04-0.06	0.05 – 0.08
Атмосферостойкость	Хорошо	Отлично	Средняя	Отлично
Морозостойкость	Хорошо	Отлично	Слабый	Отлично
Кислотостойкость (HCl и H ₂ SO ₄)	Хорошо	Отлично	Нестойкие	Нестойкие

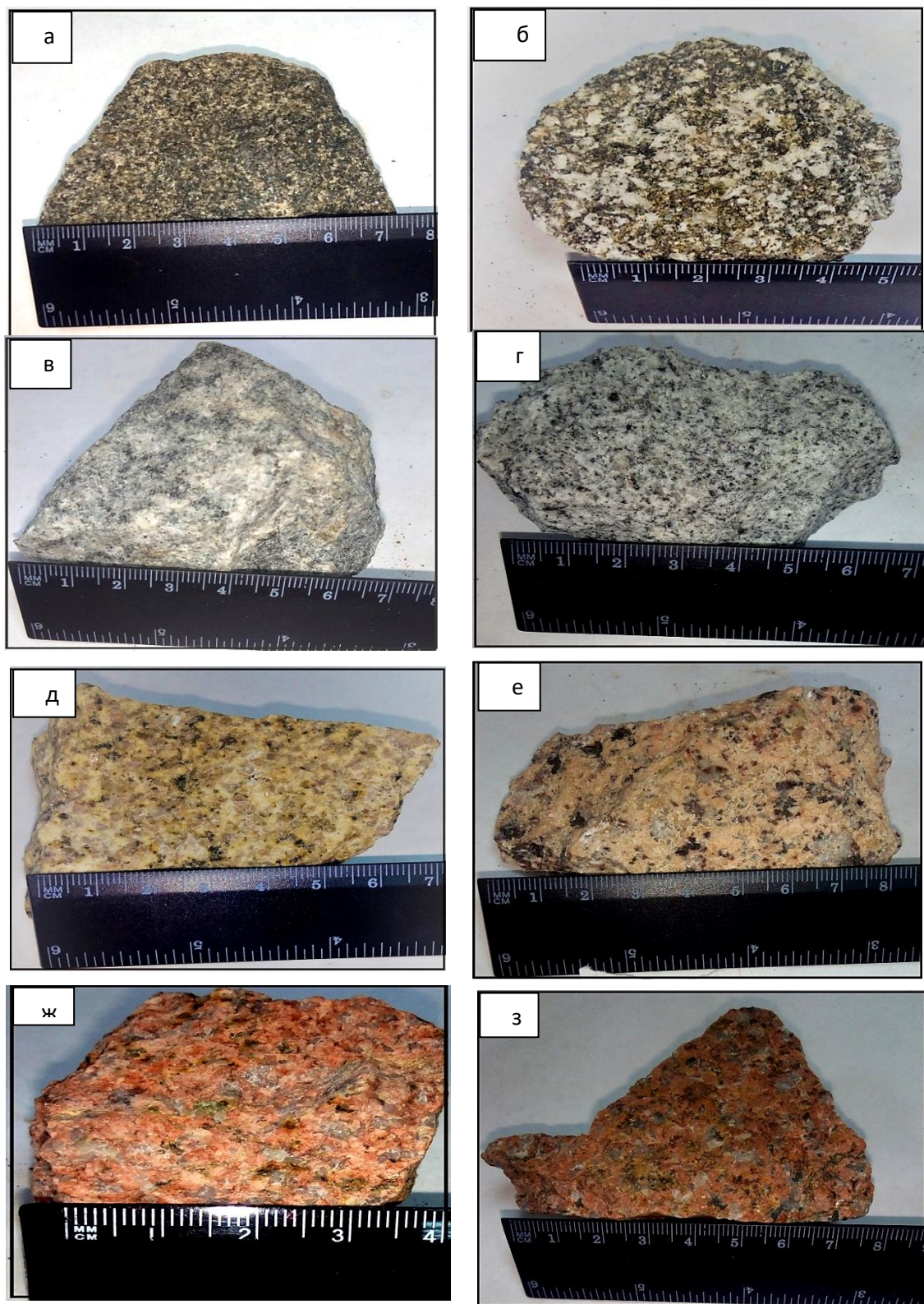


Рис. 6.6. Образцы тоналита (а и б), гранодиорита (в и г), монцогранита (д и е) и гранита из щелочного полевого шпата (ж и з) с хорошими декоративными свойствами

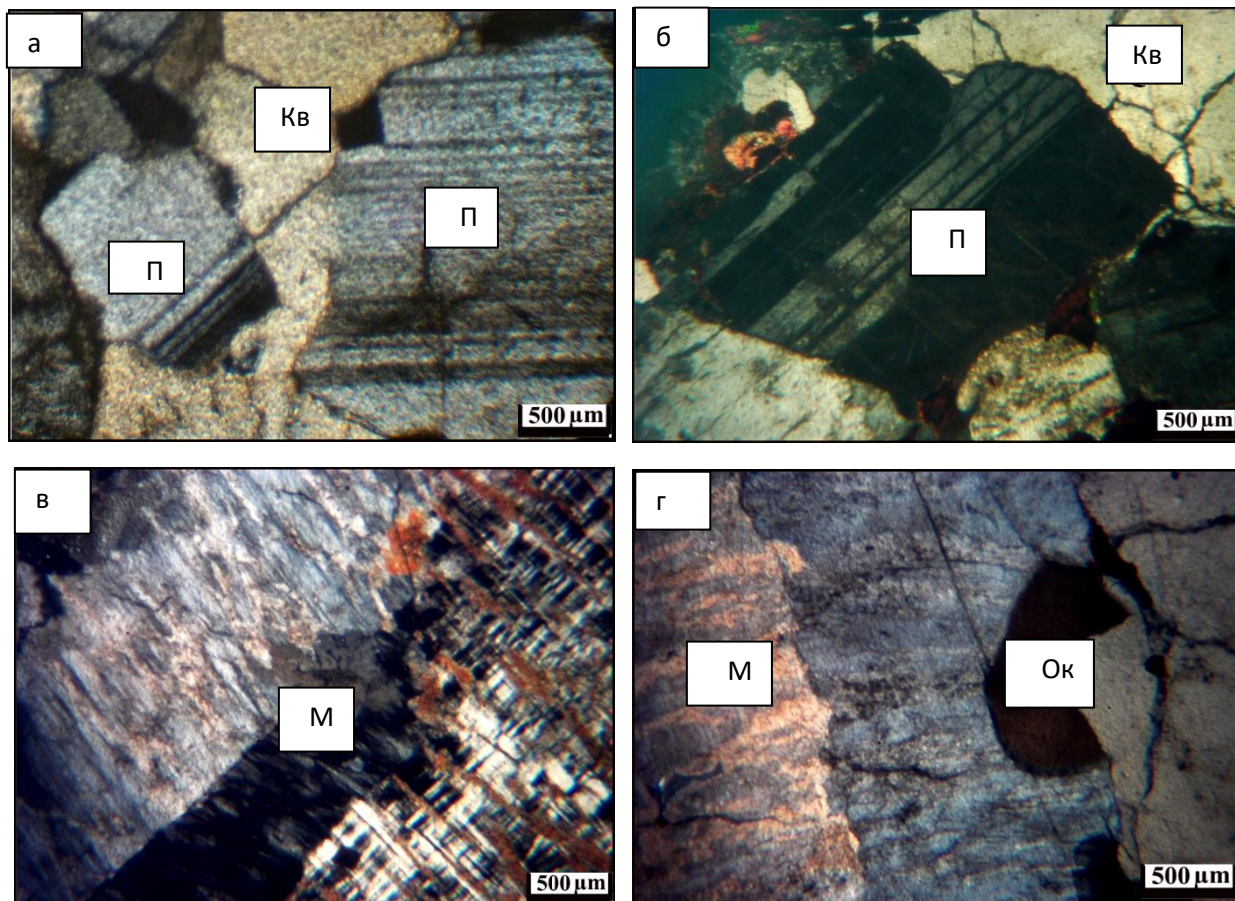


Рис. 6.7. Микрофотографии, показывающие минералогический состав щелочного гранита: кварц (Кв), плагиоклаз (П), микроклин (М), ортоклаз (Ок)

Эксперимент и материалы. Нами собрано более тридцати репрезентативных образцов исследованных гранитных пород, которые имеют различные структурные разновидности. Петрографические наблюдения изучались по одному шлифу от каждого образца, приготовленного для этого объекта. Образцы гранитных пород были вырезаны в соответствии со спецификациями (ASTM) (кубическая форма) для определения механических свойств, включая прочность на одноосное сжатие (UCS), в дополнение к некоторым физическим свойствам, таким как удельный вес, водопоглощение, для каждого образца также для определения пористости, сопротивления истиранию, теплового расширения, атмосферостойкости, морозостойкости и кислотостойкости (HCl и H₂SO₄). Механические и физические свойства были выполнены в Донском государственном техническом университете (Ростов-на-Дону, Россия).

Физико-механические свойства исследованных образцов гранита. Различные механические и физические свойства, которые были обнаружены в ходе настоящего исследования,

состоят из восьми параметров: 1) прочность; 2) водопоглощение; 3) пористость; 4) тепловое расширение; 5) устойчивость к истиранию; 6) морозостойкость; 7) кислотостойкость.

Тест на прочность считается одним из основных параметров, используемых для определения качества натуральных камней. Он представляет собой базовую силу сжатия образца сверху и снизу. Прочность на сжатие — это сопротивление материалов разрыву под давлением, выраженное как прочность каждой объединенной области. Результаты определения прочности на одноосное сжатие (UCS) гранитных образцов показаны в (табл. 6.3). Связь между прочностью на сжатие и пористостью, тепловым расширением и водопоглощением показала отрицательную взаимосвязь между ними. Когда прочность на сжатие снижается, это сопровождается повышением этих свойств, а также пористости, что в основном объясняется увеличением количества пор, микротрещин и пустот, в том числе по границам зерен. В противном случае зависимость удельного веса от прочности на сжатие будет положительной, как показано на (рис. 6.8). Так что повышение этого свойства сопровождается увеличением прочности на сжатие.

Пористость — это отношение размера открытого порового пространства в образце к внешнему объему, которое используется для получения полного представления об атмосферостойкости и морозостойкости в дополнение к прочности на сжатие. Факторы, влияющие на пористость породы, включают размер зерен, форму зерен и минеральный состав, особенно присутствие глинистых минералов (Bell, 1978). Очевидная пористость в большинстве случаев составляет менее 0,6%. Как правило, пористость камня более 0,6% требует особого ухода, если он используется для наружных работ. Повышенная пористость оказывает нежелательное влияние на характеристики атмосферостойкости (Ruedrich et al., 2010). Пористость исследованных гранитных пород имеет низкую пористость менее 0,6% (таблица 6.3) и удобна для внешних работ.

Удельный вес определяется фактическим соотношением между насыпной плотностью горного материала и насыпной плотностью воды при 4° С. Удельный вес исследованных образцов гранита был определен, результаты представлены в (таблица 6.3). Образцы горных пород имеют удельный вес $\geq 2,5$ и подходят для тяжелых строительных работ (Blyth and de Freitas, 1974). Наблюдаемый удельный вес образцов гранита означает их пригодность для использования в тяжелых строительных проектах.

Водопоглощение — это основное свойство при оценке прочности камня, используемого в качестве строительного материала (Shakoog and Bonelli, 1991). Водопоглощение — это вес воды, абсорбированной материалом, который выражается в процентах от его сухой массы. Результаты водопоглощения приведены в таблице 6.3, показывают низкое содержание менее 1%. Таким

образом, исследуемые породы имеют водопоглощение менее 1% по весу и могут использоваться в качестве отделочных камней из-за их высокой устойчивости к атмосферным воздействиям (Blyth and de Freitas, 1974).

Устойчивость к истиранию – это показатель того, сколько камня может выдержать интенсивное использование без повреждений. Образцы гранита имеют хорошие результаты по отношению к стандартному значению в таблице 6.3.

Тепловое расширение – это важная характеристика для описания размерных камней. Когда материал нагревается, его линейные размеры постоянно увеличиваются. Изученные образцы гранита имеют значения теплового расширения, в некоторой степени совместимые с международным стандартом поделочных камней, как показано в (таблица 6.3).

Атмосферостойкость и морозостойкость оцениваются по измеренным значениям прочности на сжатие, пористости и водопоглощения. Не существует точных способов определения атмосферостойкости. Изученные граниты обладают хорошей устойчивостью к атмосферным воздействиям.

Кислотостойкость определяется по действию 17 N раствора соляной кислоты и 10 N раствора серной кислоты на камень в течение одного часа. Образцы гранита показывают хороший результат по кислотостойкости. Так что оценка характеристик образцов гранита исследуемой территории была сделана, чтобы дать представление об экономической целесообразности их добычи.

Таблица 6.3

Технические свойства изученных образцов гранита Ум-Тагирского района

Номер образца	Насыпной удельный вес, г/см ³	Видимая пористость, %	Впитывание воды, %	Тепловое расширение, см	Прочность на сжатие кг/см ²	Устойчивость к истиранию, кг/см ²	Атмосферостойкость	Морозостойкость	Кислотостойкость (HCl и H ₂ SO ₄)
26С	2.7	0.44	0.22	0.03	1882	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
42	2.8	0.41	0.2	0.02	1910	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
46	2.4	0.5	0.31	0.02	1757	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
79	2.4	0.43	0.24	0.03	1785	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
23	2.2	0.42	0.23	0.01	1873	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
26А	2.6	0.46	0.36	0.02	1784	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
31А	2.7	0.45	0.18	0.02	1812	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
33А	2.52	0.4	0.17	0.05	1825	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
34А	2.51	0.55	0.3	0.04	1704	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
16	2.54	0.5	0.31	0.03	1779	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
28В	2.5	0.51	0.4	0.03	1785	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
28С	2.53	0.52	0.16	0.02	1767	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
34В	2.55	0.4	0.14	0.05	1822	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
54	2.57	0.38	0.2	0.03	1878	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
61А	2.6	0.37	0.16	0.03	1795	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
74В	2.58	0.42	0.32	0.02	1758	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
36А	2.53	0.43	0.34	0.01	1746	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
36В	2.51	0.39	0.22	0.09	1823	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
61В	2.5	0.46	0.17	0.04	1698	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо
Стандартные значения	2.4-2.8	0.3-0.5	0.1 -0.3	0.01-0.1	1700-1900	Хорошо	Хорошо	Хорошо	Хорошо

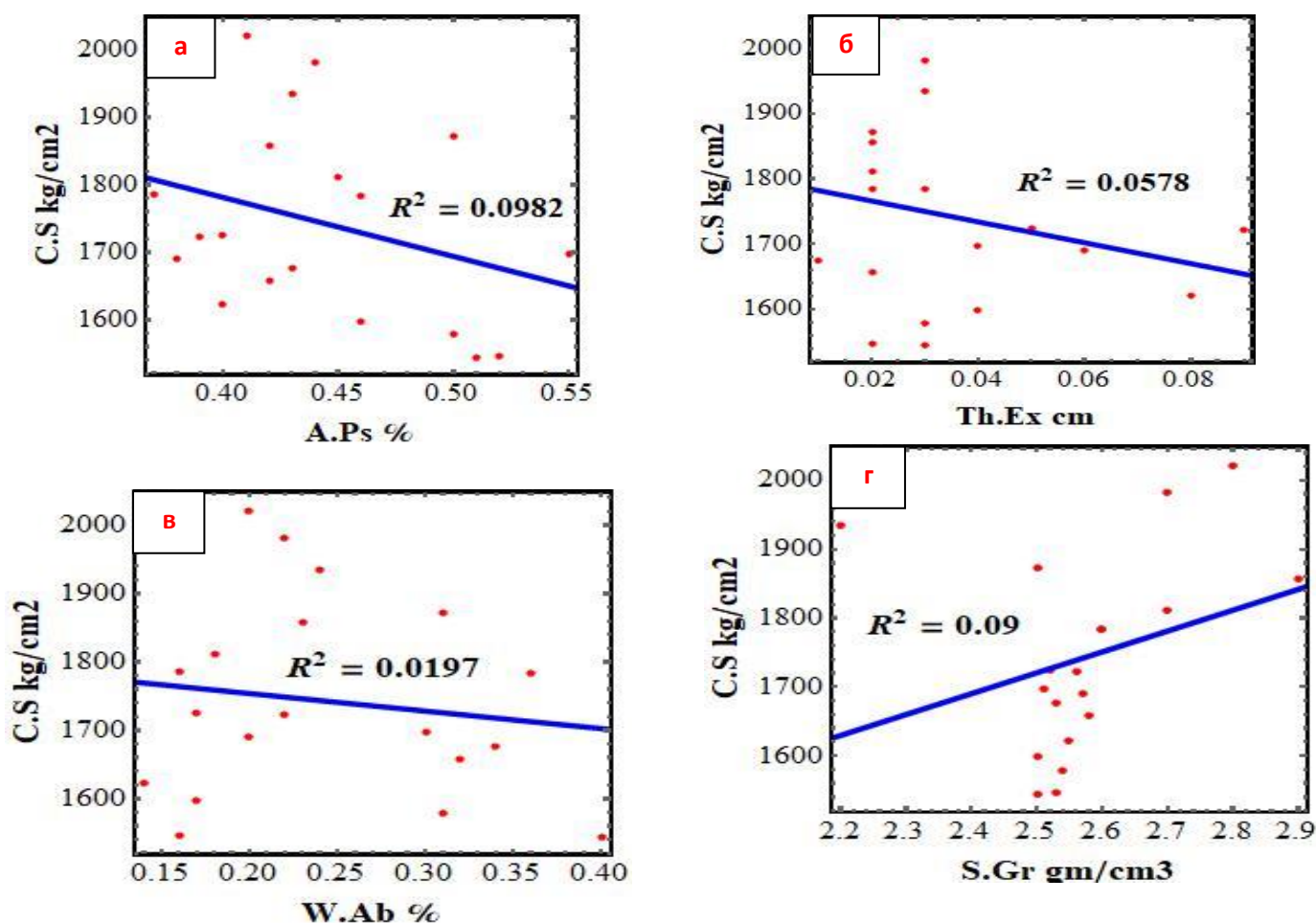


Рис. 6.8. Бинарные диаграммы между прочностью на сжатие, пористостью, удельным весом, водопоглощением и тепловым расширением

Полевые исследования и лабораторные анализы позволили определить наиболее ценные разности гранитов и выделить перспективные участки в районе Ум-Тагир для первоочередной разработки облицовочных материалов, которые отмечены на рисунке 6.9.

Расчеты ресурсов облицовочных гранитов района Ум-Тагир показали, что на изученных перспективных участках, площадью 0,4 км² может быть локализовано до 2000000 м³ ценных гранитных пород. А общая площадь пород, с подобными технологическими свойствами может составить до 50 км².

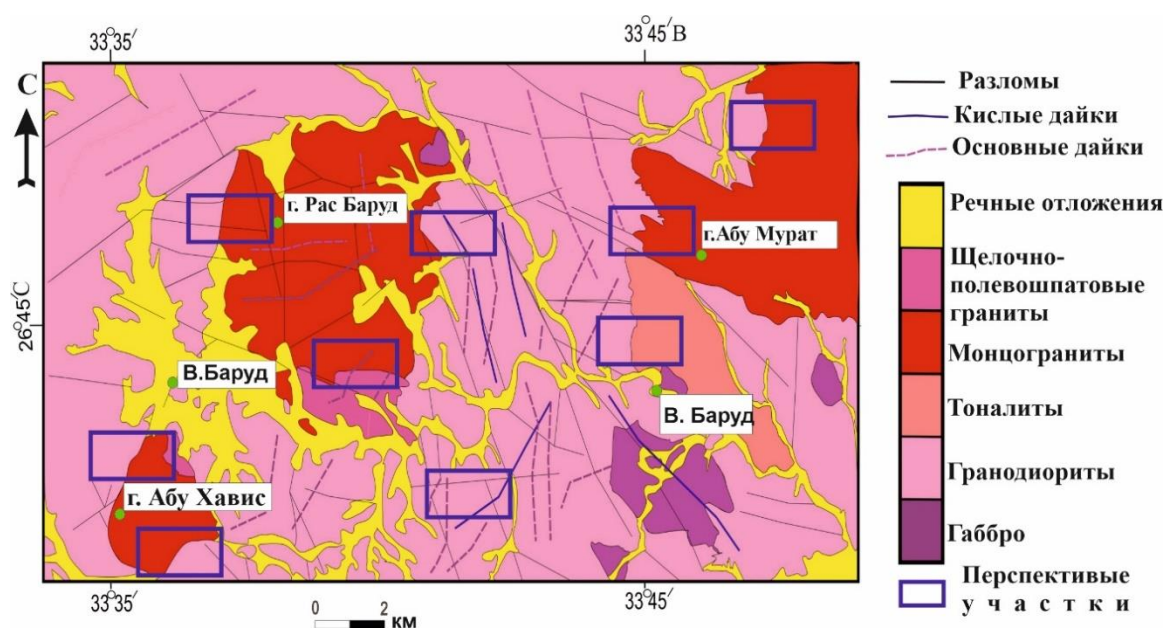


Рис. 6.9. Рекомендуемые перспективные участки с облицовочными гранитоидами в районе Ум-Тагир

На перспективных участках района Ум-Тагир наблюдается пониженная трещиноватость гранитных пород с хорошими декоративными и техническими характеристиками и высокой блочностью. Средние размеры блоков составляют около 120 см в длину, 100 см в ширину и до 30–80 см по мощности (рис. 6.10).



Рис. 6.10. Обнажения монцонитов и гранодиоритов с хорошей блочностью на перспективных участках Ум-Тагир

Таким образом на основании исследований, представленных в главе 6, можно сделать вывод в соответствии с защищаемым положением 3.

Тезис 3. К нерудным полезным ископаемым по декоративным и физико-механическим свойствам отнесены гранитоиды района Ум-Тагир, которые отличаются суммарным содержанием радионуклидов ЕРН ($A_{эфф}$) в среднем от 50,8 до 121 Бк/кг, что позволяет отнести их к I классу по радиационной опасности (СП 2.6.1.2612-10 «Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности «ОСПОРБ 99/2010») и применять в качестве строительных материалов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На изученной территории центральной области Восточной пустыни Египта определены геологическая позиция и минералого-геохимические особенности неопротерозойских магматических пород района Ум-Тагир с выделением рудоносных образований. Перспективы района связаны с рудоносными габбро, в которых впервые обнаружены проявления ванадийсодержащих титаново-железных руд магматического генезиса, а также с гранитоидными породами, пригодными в качестве строительных и облицовочных материалов.

2. Титаномагнетитовые руды на участке Абу-Мурат встречаются в виде субпараллельных пластообразных тел в полосчатых габбро, мощностью до 3 м, протяженностью более первых десятков метров с содержанием оксидов в железа 17–42 %, оксида титана 3–12 %, ванадия 0,05–0,24 %.

3. Промышленные содержания в рудах титана и ванадия в габброидах Абу-Мурат позволяют рассматривать обнаруженные объекты, как потенциальные месторождения комплексного сырья высокого качества.

4. Все разности гранитоидов района Ум-Тагир представляют интерес как строительное сырье и облицовочный материал, так как имеют хорошие технологические, декоративные свойства, высокую блочность и низкую радиоактивность, не представляющую опасность для населения.

Таким образом, на изученной территории имеется значительный минерагенический потенциал, что позволяет дать рекомендации горным компаниям и Управлению минеральных ресурсов Египта для постановки дальнейших поисковых, оценочных и разведочных работ.

Список литературы

1. ГОСТ 30108-94 Материалы и изделия строительные. Определение удельной эффективной активности естественных радионуклидов. – М.: Стандартиформ, 2007. – 8 с.
2. Иванов, О. К. Классификация постмагматических горных пород / О. К. Иванов // Уральский геологический журнал. – 1998. – № 24. – С. 3-9.
3. Иванченко В.С., Белоглазова Н.А., Глухих И. И., Кусонский О. А., Молошаг В. П., Калугина С. В. К вопросу о магнетизме титаномагнетитовых руд Гусевогорского месторождения // Литосфера. – 2016. – № 5. – С. 120-133.
4. Игнатов П. А., Верчеба А. А. Радиогеоэкология и проблемы радиационной безопасности: Учеб. для студ. высш. учеб. заведений. – Волгоград: Издательский дом «Ин-Фолио», 2010. – 256 с.
5. Постановление Главного государственного санитарного врача РФ от 07.07.2009 № 47 «Об утверждении СанПиН 2.6.1.2523-09» (вместе с «НРБ-99/2009. СанПиН 2.6.1.2523-09. Нормы радиационной безопасности. Санитарные правила и нормативы») (Зарегистрировано в Минюсте РФ 14.08.2009 № 14534) // Российская газета. – 2009. – № 171/1 (спец. выпуск). 11.09.2009.
6. Постановление Главного государственного санитарного врача РФ от 26.04.2010 № 40 (ред. от 16.09.2013) «Об утверждении СП 2.6.1.2612-10 «Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ-99/2010)» (вместе с «СП 2.6.1.2612-10. ОСПОРБ-99/2010. Санитарные правила и нормативы...») (Зарегистрировано в Минюсте России 11.08.2010 № 18115) // Российская газета. – 2010. – № 210/1 (спец. выпуск). 17.09.2010.
7. Холоднов В. В., Шагалов Е. С., Бочарникова Т. Д., Коновалова Е. В. Состав и условия формирования титано-магнет-ильменитового оруденения в двупироксеновом габбро Медведевского месторождения (Южный Урал). II. Стадийность рудообразования как результат эволюции рудоносного расплава // Литосфера. – 2016. – № 2. – С. 48-69.
8. Abdalla, S.M., El-Afandy. The style of alteration of El-missikat and El-aridya, CED, Egypt // M. Sc. Thesis, Cairo Univ., Egypt. – 2004. – 152 p.
9. Abdelsalam M. G., Stern R. J., Sutures, and shear zones in the Arabian-Nubian Shield // Journal of African Earth Sciences. – 1996. – Vol. 23. – P. 289-310.
10. Abu Dief, A. Geology of uranium mineralization in E1-Missikat, Qena-Safaga road, Eastern Desert, Egypt // M. Sc. Thesis. Faculty of Science, Al-Azhar University, Cairo. – 1985. – 103 p.
11. Abu Dief, A. The relation between the uranium mineralization and tectonics in some Pan-African granite, West Safaga, Eastern Desert, Egypt // Ph.D. Thesis, Fac. Sci., Assiut Univ., Egypt. – 1992. – 218 p.
12. Abu Dief, A., El-Tahir, M. A. New Uranium Occurrence, Gabal El-Missikat Prospect, Central Eastern Desert, Egypt // J. King Abdilaziz Univ. (Earth Sci. Sec.). – 2008. – Vol. 19. – P. 85-97.
13. Abu El-Leil, I.A., Tolba, A.S., Omar, S.A.M., El-Feky, M.G., Bakiet, M. H., Awad, H. A. // Int. J. Innov. Sci. Eng. Technol. – 2015. – Vol. 2. – P. 2348.
14. Adel A. D. Uranium isotopic evidence for the origin of the Bahariya iron deposits, Egypt // Ore Geology Reviews. – 2002. – Vol. 19. – P. 165-18.
15. Abbady, A. G., El-Arabi, A. Heat production rate from radioactive elements in igneous and metamorphic rocks in Eastern Desert, Egypt // Applied radiation and isotopes. – 2006. – Vol. 64. – P. 131-137.
16. Akaad, M. K., El-Gaby S., Habib M. E. The Barud Gneisses and the origin of Grey Granite // Bull. Fac. Sci. Assiut Univ. – 1973. – Vol. 2. – P. 55-69.

17. Ali, B.H., Wilde, S. A., Gabr, M.M.A. Granitoid evolution in Sinai, Egypt, based on precise SHRIMP U-Pb zircon geochronology // *Gondwana Research*. – 2009. – Vol. 15. – Issue 1. – P. 38-48.
18. Alves, G.A., et al. Enhanced leading production of $D^\pm$ and $D^{*\pm}$ in 250 GeV $\pi^\pm$ -nucleon interactions // *Physical Review Letters* – 1994. – Vol. 72. – Issue 6. – P. 812.
19. Amer, T. E., Ibrahim, T. M., Omar, S. A. Micro-Probe studies and some rare earth metals recovery from El-Missikat mineralized shear zone, Eastern Desert, Egypt / *The 4th Int. Conf. of the Geol. of Africa*. – 2005. – Vol. 2. – P. 225-238.
20. Amin, M.S. Geological features of some mineral deposits in Egypt // *Bull Inst Desert Egypt*. – 1955. – Vol. 5. – P. 208-239.
21. Aswathanarayana, U. Principles of nuclear geology (Oxonian Press. Ltd., New Delhi, India). – 1986. – Vol. 19. – 418 p.
22. Attia, M.I. The Geology of the Iron Ore Deposits of Egypt. – Geol, Surv., Cairo. – 1950. – 34 p.
23. Attawiya, M.Y. Mineralogical study of El Erediya-I Uranium occurrence. Eastern Desert, Egypt: // *Arab Oour. Nucl. Sc. Techn.* – 1983. – Vol. 16. – No. 2. – P. 221-236.
24. Attawiya, M. Y. On the geochemistry and genesis of the uranium mineralization in El-Missikat area, Egypt // *Ann. Geol. Surv. Egypt*. – 1984. – Vol. 13. – P. 1-15.
25. Augland, L. E., Andresen A., Boghdady, G.Y. U-Pb ID-TIMS dating of igneous and metagigneous rocks from the El-Sibai area: time constraints on the tectonic evolution of the Central Eastern Desert, Egypt // *Int. J. Earth Sci.* – 2011. – Vol. 101. – Issue 1. – P. 25-37.
26. Awad, H. A., Zakaly, H. M. H., Nastavkin, A. V., El-Taher, Atef. Investigation of Radiological Hazards of Granitic Rocks, Central Eastern Desert, Egypt // *AIP Conference Proceedings*. – 2020. – Vol. 2313. – P. 020001.
27. Awad, H. A., Zakaly, H. M. H., Nastavkin, A.V., El-Taher, A. // *J. Phys. Conf. Ser.* – 2020. – Vol. 1582. – P. 012007.
28. Awad, H.A., Zakaly, M.H., Nastavkin, A.V., El-Taher, A. Radioactive content in the investigated granites by geochemical analyses and radiophysical methods around Um Taghir, Central Eastern Desert, Egypt // *J. Phys. Conf. Ser.* – 2020. – Vol. 1582. – P. 12007.
29. Bakhit, F.S. Geology and radioactive mineralization of G. El Missikat area, Eastern Desert / Ph. D. Thesis, Ain Shams Univ., Cairo. – 1978. – 289 p.
30. Barnes, J. F. H., Hambleton-Jones, B. B. In *Lect. to IAEA Work. Gr. Meet. Nancy, Fr. Rep.*
31. Basta, E.Z., Girgis, M.H. Petrological, mineralogical, and geochemical studies of the magnetite-ilmenite-apatite ore (nelsonite) from Kolmnab, southeastern Desert, U.A.R // *Egypt Acad Sci.* – 1969. – Vol. 22. – P. 47-157.
32. Basta, E.Z., Takla, M.A. Petrological studies on Abu Ghalaga ilmenite occurrence, Eastern Desert // *Egypt J Geol.* – 1968. – Vol. 12. – P. 43-72.
33. Bates, R.L. Geology of the industrial rocks and mineral. – New York: Harper & Brother. – 1960. – 441 p.
34. Bedard, E., Hebert, R., Guilmette, C., Lesage, G., Wang, C.S., Dostal, J. Petrology and geochemistry of the Saga and Sangsang ophiolitic massifs, Yarlung Zangbo Suture Zone, Southern Tibet, evidence for an arc-back-arc origin // *Lithos.* – 2009. – Vol. 113. – P. 48-67.
35. Bell, F.G. The physical and mechanical properties of the Fell sandstones, Northumberland, England // *Engineering Geology*. – 1978. – Vol. 12. – P. 1-29.
36. Beukes, N.J. Precambrian iron-formations of Southern Africa // *Economic Geology*. – 1973. – Vol. 68. – P. 960-1004.

37. Beukes, N.J., Klein, C. Geochemistry and sedimentology of a facies transition – from microbanded to granular iron-formation – in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa // *Precambrian Res.* – 1990. – Vol. 47. – P. 99-139.
38. Biswas, A. K. Principles of Blast Furnace Iron Making. – SBA Publications, Calcutta, India. – 2005.
39. Blyth, F.G., De -Freitas, M.H. Geology of engineers. – London: ELBS and Edward Arnold. – 1974. – 514 p.
40. Boynton, W.V. Geochemistry of rare earth elements: Meteorite studies / In: Henderson, P. (ed), *Rare Earth Elements Geochemistry*, Elsevier Pub. Co., Amsterdam. – 1984. – P. 63-114.
41. Bretkopf, J.H. Iron formations related to mafic volcanism and ensialic rifting in the southern margin zone of the Damara orogen, Namibia // *Precambrian Res.* – 1988. – Vol. 38. – P. 111-130.
42. Buddington, A.F., Lindsley, D.H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents // *Journal of Petrology.* – 1964. – Vol. 5. – P. 310-357.
43. Bykhover N.A., Konnov L.P. Methodological guide for the assessment of forecast resources. –, Part 1. – Second edition. – 1989.
44. Casas, A.M., Cort'es, A. L., Maestro, A., Soriano, M. A., Riaguas, A., Bernal, J. Lindnes a program for lineament length and density analysis // *Computers and Geosciences.* – 2000. – Vol. 26. – P. 1011-1022.
45. Charlier, B., Olivier, N., Simon, M., Cédric de M., Jean-Clair, D., Jacqueline, V. A., Olivier, B. Origin of the Giant Allard Lake Ilmenite Ore Deposit (Canada) by Fractional Crystallization, Multiple Magma Pulses and Mixing // *Lithos.* – 2010. – Vol. 117. – P. 119-34.
46. Cheng, A.Y., Misra, V. N., Clough, J., Mun, R. Dephosphorization of Western Australian iron ore by hydrometallurgical process // *Minerals Engineering.* – 1999. – Vol. 12. – No. 9. – P. 1083-1092.
47. Collins, A. S., Pisarevsky, S. A. Amalgamating eastern Gondwana: the evolution of the Circum-Indian Orogens // *Earth-Science Reviews.* – 2005. – Vol. 71. – Issues 3-4. – P. 229-270.
48. Conoco, C. Geological map of Egypt: Qusier Quadrangle, Scale 1:500 000. – The Egyptian General Petroleum Corporation. – 1987.
49. Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. The interpretation of igneous rocks. – London: Allen and Unwine. – 1979. – 450 p.
50. Cuney, M., LeFort, P., Wangeg, Z. // *Sci. Press.* – 1987. – Vol. 853. – 134 p.
51. Dawood, Y.H., Abdel-Naby, H.H. Mineral chemistry of monazite from the black sand deposits, northern Sinai, Egypt: a provenance perspective // *Min. Mag.* – 2007. – Vol. 71. – P. 389-406.
52. Dos Reis, S., De Souza, F. R., Cudahy, C. R., Vicente, T. L. E., Monteiro, L. V. S. Hyperspectral remote sensing applied to uranium exploration: A case study at the Mary Kathleen metamorphic hydrothermal U-REE deposit, NW, Queensland, Australia // *Journal of Geochemical Exploration.* – 2017. – Vol. 179. – P. 36-50.
53. Duchesne, J.C., Liégeois, J.P. The origin of nelsonite and high-Zr ferrodiorite associated with Proterozoic anorthosite // *Ore Geol. Rev.* – 2015. – Vol. 71. – P. 40-56.
54. Edwards, A. B. Natural exsolution intergrowth of magnetite and haematite // *Amer. Min.* – 1949. – Vol. 34. – P. 759-761.
55. EGSMA. Geological map of Egypt, Sheet NG-36. The Egyptian Geological Survey and Mining Authority, Cairo Egypt. – 1979.
56. EGSMA. Geological map of Egypt. The Egyptian Geological Survey and Mining Authority, Cairo Egypt. – 1981.

57. El Arabi, A., Ahmed, N., Salahel Din, K. Assessment of terrestrial gamma radiation doses for some Egyptian granite samples // *Radiation protection dosimetry*. – 2007. – Vol. 128. – P. 382-385.
58. El-Bialy, M.Z. Precambrian basement complex of Egypt / Z. Hamimi et al. (eds.), *The Geology of Egypt // Regional Geology Reviews*. – Springer, 2020. – P. 37-79.
59. El-Din, G.K., Abdelkareem, M. Integration of remote sensing, geochemical and field data in the Qena-Safaga shear zone: Implications for structural evolution of the Eastern Desert, Egypt // *Journal of African Earth Sciences*. – 2018.
60. El-Gaby, S., Habib, M. S. Geology of the area southwest of Port Safaga, with special emphasis on the granitic rocks, Eastern Desert, Egypt // *Ann. Geol. Surv. Egypt*. – 1982. – Vol. XII. – P. 47-71.
61. El-Gaby, S., List, F. K., Tahrani, R. Geology, evolution and metallogenesis of the Pan-African belt in Egypt / In: *The Pan-African belt of the northeast African and adjacent areas // Earth Evol. Sci. Braunschweig. Vieweg*. – 1988. – P. 17-66.
62. El-Kameesy, S.U., El-Minyawi, S. S. M., Miligy, Z., El-Mabrouk, E. M. Turki // *J. Eng. Environ. Sci.* – 2008. – Vol. 32. – 245 p.
63. El Mezayen, A.M.; Heikal, M.A.; El-Feky, M.G.; Shahin, H.A.; Zeid, I.K.A.; Lasheen, S.R. Petrology, geochemistry, radioactivity, and M–W type rare earth element tetrads of El Sela altered granites, south eastern desert, Egypt // *Acta Geochim.* – 2019. – Vol. 38. – P. 95-119.
64. El Shazly, E.M., Saleeb, G.R. Contribution to the mineralogy of Egyptian manganese deposits // *Econ Geol.* – 1959. – Vol. 54. – P. 59-71.
65. El-Shazly, A.K., Khalil, K.I. Banded iron formations of Um Nar, Eastern Desert of Egypt: P–T–X conditions of metamorphism and tectonic implications // *Lithos.* – 2014. – P.56-375.
66. Frihy, O. E., Lotfy, M. F., Komar, P. D. Spatial variations in heavy minerals and patterns of sediment sorting along the Nile Delta, Egypt // *Sedimentary Geology*. – 1995. – Vol. 97. – P. 33-41.
67. Fowler, A. R., Khaled, G. A., Omar, S. M, Eliwa, H. A. The significance of gneissic rocks and synmagmatic extensional ductile shear zones of the Barud area for the tectonics of the Northeastern, Desert, Egypt // *Journal of African Earth Sciences*. – 2006. – Vol. 46. – P. 201-220.
68. Frihy, O. E., Lotfy, M. F. Shoreline changes and beach-sand sorting along the northern Sinai coast of Egypt // *Geo-Marine Lett.* – 1997. – Vol. 17. – P. 140-146.
69. Frihy, O. E. The Nile Delta: processes of heavy mineral sorting and depositional patterns / In: Mange MA, Wright DT (eds.) *Heavy minerals in use // Develop Sed.* – 2007. – Vol 58. – Amsterdam: Elsevier. – P. 49-74.
70. Garrels, R. M. A model for the deposition of microbanded Precambrian ironformation, Mesabi Range, Minnesota // *Minn. Geol. Surv. Bull.* – 1987. – Vol. 45. – 103 p.
71. Gass, I. G. Upper Proterozoic (Pan-African) calc-alkaline magmatism in northeastern Africa and Arabia / In: *Andesite and related rocks. R. S. Thorpe (ed.)*. – N. Y.: Wiley and Sons. – 1982. – P. 591-609.
72. Habib, M. E. Arc ophiolites in the Pan-African basement between Meatiq and Abu Furad, Eastern Desert, Egypt // *Bull. Fac. Sci. Assiut Univ.* – 1987. – Vol. 16. – P. 241-283.
73. Habib, M. E. Microplate accretion model for the Pan-African basement between Qena–Safaga and Qift–Quseir roads, Egypt // *Bull. Fac. Sci. Assiut Univ.* – 1987. – Vol. 16. – P. 199-239.
74. Hamade, T., Konhauser, K.O., Raiswell, R., Goldsmith, S., Morris, R.C. Using Ge/Si ratios to decouple iron and silica fluxes in Precambrian banded iron formations // *Geology*. – 2003. – Vol. 31. – P. 35-38.

75. Howarth, G.H, Prevec, S.A. Hydration vs. oxidation: Modelling implications for Fe-Ti oxide crystallization in mafic intrusions, with specific reference to the Panzhihua intrusion, SW China // *Geosci Front.* – 2013. – Vol. 4. – P. 555-569.
76. Holland, H.D. The oceans, a possible source of iron-formations // *Econ. Geol.* – 1973. – Vol. 68. – P. 1169-1172.
77. Holland, H.D. *The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans.* – Princeton: Princeton Univ. Press, 1984.
78. Hume, W. F. The fundamental Precambrian rocks of Egypt and the Sudan // *Geology of Egypt.* – Vol. 2. – Part 1. – *Geol. Surv. of Egypt.* – 1934.
79. Hume, W. F. The late plutonic and minor intrusive rocks // *Geology of Egypt.* – Vol. 2. – Part 2. – Govt. Press, Cairo, Egypt. – 1935. – P. 301-688.
80. Hume, W. F., Greaves R.H. *Geology of Egypt*, 2. Government Press. – 1937.
81. Huston, D.L., Logan, G. A. Barite, BIFs and bugs: evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2004. – Vol. 220. – P. 41-55.
82. Ibrahim, T. Geological and radioactive studies of the basement – sedimentary contact in the area west Gabal El Missikat, Eastern Desert, Egypt / Ph.D. Thesis. – Mansoura Univ. – 2002. – 214 p.
83. Ilyin, A.V. Neoproterozoic banded iron formations // *Lithol. Miner. Resour.* – 2009. – Vol. 44. – P. 78-86.
84. Irvine, T.N., Baragar, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Can. Jour. Earth. Sc.* – 1971. – Vol. 8. – P. 523-548.
85. Isley, A. E., Abbott, D. H. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron-formation // *J. Geophys. Res.* – 1999. – Vol. 104. – P. 461-477.
86. Jacobs, J., Thomas, R. J. Himalayan-type indenter-escape tectonics model for the southern part of the late Neoproterozoic–early Paleozoic East African-Antarctic Orogen // *Geology.* – 2004. – Vol. 32. – Issue 8. – P. 721-724.
87. James, H. L. Precambrian iron-formations: nature, origin, and mineralogical evolution from sedimentation to metamorphism / In: Wolf, K.H. and Chilingarian, G.V. (Eds.), *Diagenesis III. Developments Sedimentology.* – 1992. – Vol. 47. – P. 543-589.
88. Janati, M., Soulaïmani, El A., Admou, H., Youbi, N., Hafid, A., Hefferan, K. P. Application of ASTER remote sensing data to geological mapping of basement domains in arid regions: A case study from the Central Anti-Atlas, Iguerda inlier, Morocco // *Arabian Journal of Geosciences.* – 2014. – Vol. 7. – No. 6. – P. 2407-2422.
89. Jennings, E.S, Holland, T.J, Shorttle, O, MacLennan J, Gibson, S.A. The composition of melts from a heterogeneous mantle and the origin of ferropicrite: application of athermodynamic model // *J Petrol.* – 2016. – Vol. 57. – P. 2289-2310.
90. Jing, A., Shen, Y. C. Remote sensing information extraction and analysis of Jiaolai basin north rim // *Geology and Prospecting.* – 2001. – Vol. 5. – P. 9194.
91. Jorgen, A.J. Geological Survey, Mineral Commodities Summary // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 2010. – Vol. 85. – P. 1099-1106.
92. Joshua, A. J., Ademola, M., Akpanowo, O., Oyeбанjo., Olorode, D. Natural radionuclides and hazards of rock samples collected from Southeastern Nigeria // *Radiation measurements.* – 2009. – Vol. 44. – P. 401-404.
93. Johnson, P. R., Andresen, A., Collins, A. S., Fowler, T. R., Fritz, H., Ghebreab, W., Kusky, T., Stern, R. J. Late Cryogenian-Ediacaran history of the Arabian-Nubian Shield: a review of depositional, plutonic, structural, and tectonic events in the closing stages of the northern East African Orogen // *Journal of African Earth Sciences.* – 2011. – Vol. 61. – P. 167-232.

94. Johnson, P. R. An expanding Arabian-Nubian Shield geochronologic and isotopic dataset: defining limits and confirming the tectonic setting of a Neoproterozoic accretionary orogeny // *Open geology journal*. – 2014. – Vol. 8.
95. Katrak, A. E. Iron and steel, future / In *Encyclopaedia of Materials: Science and Technology*. – 2008. – P. 4292-4295.
96. Khalil, I., Khalil, K., El-Shazly, A. E., Lehmann, B. Late Neoproterozoic banded iron formation (BIF) in the central Eastern Desert of Egypt: Mineralogical and geochemical implications for the origin of the Gebel El Hadid iron ore deposit // *Ore Geology Reviews*. – 2015. – Vol. 69. – P. 380-399.
97. Khedr, M. Z., Arai, S. Hydrous peridotites with Ti-rich chromian spinel as a low temperature forearc mantle facies: evidence from the Happo-O'ne metaperidotites (Japan) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2010. – Vol. 159. – P. 137-157.
98. Khedr, M. Z., Arai, S., Python, M., Tamura, A. Chemical variations of abyssal peridotites in the central Oman ophiolite, evidence of oceanic mantle heterogeneity // *Gondwana Research*. – 2014. – Vol. 25. – P. 1242-1262.
99. Khedr, M. Z., Amr, E., Shoji, A., Christoph, H., Akihiro, T., Robert, J. S., Tomoaki, M. Petrogenesis of the ~740 Korab Kansi Mafic-Ultramafic Intrusion, Southeastern Desert of Egypt: Evidence of Ti-Rich Ferropicritic Magmatism // *Gondwana Research*. – 2020. – Vol. 82. – P. 48-72.
100. Killen, P.G. Gamma ray spectrometric methods in uranium exploration: application and interpretation / In: Hood, J.P. (Ed.) // *Geophysics and Geochemistry*. – 1979. – P. 163-229.
101. Kitto, M. E. D., Haines, K., Menia, T. A. Assessment of gamma-ray emissions from natural and manmade decorative stones // *Journal of radioanalytical and nuclear chemistry*. – 2009. – Vol. 282. – 409 p.
102. Koike, K., Nagano, S., Ohmi, M. Lineament analysis of satellite images using a Segment Tracing Algorithm (STA) // *Computers and Geosciences*. – 1995. – Vol. 21. – No. 9. – P. 1091-1104.
103. Klein, C., Beukes, N. J. Proterozoic Iron-formations / In: Condie, K.C. (Ed.), *Development in Precambrian Geology: Proterozoic crustal, evolution*. – 1993. – Vol. 10. – P. 383-418.
104. Klein, C., Ladeira, E. A. Geochemistry and mineralogy of Neoproterozoic banded iron-formations and some selected siliceous manganese formations from the Urucum District, Matto Grosso do Sul, Brazil // *Econ. Geol.* – 2004. – Vol. 99. – P. 1233-1244.
105. Krapez, B., Barley, M. E., Pickard, A.L. Hydrothermal and resedimented origin of the precursor sediments to banded iron formation: sedimentological evidence from the Early Palaeoproterozoic Brockmann Supersequence of Western Australia // *Sedimentology*. – 2003. – Vol. 50. – P. 979-1011.
106. Kröner, A., Krüger, J., Rashwan, A. A. A. Age and tectonic setting of granitoid gneisses in the Eastern Desert of Egypt and south-west Sinai // *Geologische Rundschau*. – 1994. – Vol. 83. – Issue 3. – P. 502-513.
107. Lasheen, E.S.R.; Saleh, G.M.; Khaleal, F.M.; M. Alwetaishi, Petrogenesis of Neoproterozoic Ultramafic Rocks, Wadi Ibib–Wadi Shani, South Eastern Desert, Egypt: Constraints from Whole Rock and Mineral Chemistry // *Appl. Sci.* – 2021. – Vol. 11. – P. 10524.
108. Lattard, Do., Ursula, S., Martin, K. New Calibration Data for the Fe–Ti Oxide Thermo-Oxybarometers from Experiments in the Fe–Ti–O System at 1 Bar, 1,000–1,300 C and a Large Range of Oxygen Fugacities // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2005. – Vol. 149. – P. 735-54.

109. Le Maitre, R. W. Igneous rocks – a classification and glossary of terms. Recommendations of the IUGS subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2nd edition. – Cambridge: Cambridge University Press. – 2002. – 236 p.
110. Lester, R. B. Plan B 3.0: Mobilizing to Save Civilisation, W.W. – New York: Norton & Company. – 2006.
111. Lottermoser, B.G., Ashley, P.M. Geochemistry, petrology and origin of Neoproterozoic ironstones in the eastern part of the Adelaide Geosyncline, South Australia // *Precambrian Res.* – 2000. – Vol. 101. – P. 49-67.
112. Mandanici, A., Bitelli, G. Preliminary Comparison of Sentinel-2 and Landsat 8 Imagery for a Combined Use // *Remote Sens.* – 2016. – Vol. 8. – No. 12. – 1014 p.
113. Maniar, P. A., Piccoli, P. M. Tectonic discrimination of granitoids // *Bull. Geol. Soc. Am.* – 1989. – Vol. 101. – P. 635-643.
114. Manya, S. Geochemistry of the Palaeoproterozoic gabbros and granodiorites of the Saza area in the Lupa Goldfield, southwestern Tanzania // *J Afr Earth Sci.* – 2014. – Vol. 100. – P. 401-408.
115. Mc-Donough, W. F., Sun, n.d. S. The Composition of the Earth // *Chemical Geology.* – 1995. – Vol. 120. – P. 223-253.
116. Middlemost, E. A. K. Magma and magmatic rocks. – London and New York: Longman Group Ltd. – 1985. – 75 p.
117. Mohamed, N. A. Distribution and extraction of uranium and some trace elements from mineralized zone of El Missikat-El Erediya area // *Ph. D. Thesis, Cairo Univ.* – 1995. – 184 p.
118. Moharem, A. F. Geology, geochemistry, and radioactivity of some granitic masses in Gabal El-Maghrabiya, Central Eastern Desert, Egypt // *Ph.D. Thesis, Faculty of Science, Ain Shams Univ.* – 2000. – 190 p.
119. Moussa, E.M. Geochronological studies of some granitoids, application to geochemical evolution and tectonic history of the Northern Eastern Desert, Egypt // *Ph.D. Thesis, Ain Shams Unvi., Egypt.* – 1998. – 284 p.
120. Osmond, J. K., Dabous, A. A., Dawood, Y. H. Uranium series age and origin of two secondary uranium deposits, Central Eastern Desert, Egypt // *Econ. Geol.* – 1999. – Vol. 94. – P. 273-280.
121. Pang, K. N., Mei-Fu, Z., Donald, L., Donggao, Z., John, M. Origin of Fe-Ti Oxide Ores in Mafic Intrusions: Evidence from the Panzhihua Intrusion, SW China // *Journal of Petrology.* – 2008. – Vol. 49. – P. 295-313.
122. Pavlidou, S., Koroneos, A., Papastefanou, C., Christofides, G., Stoulos, S. Vavelides, M. Natural radioactivity of granites used as building materials // *Journal of Environmental Radioactivity.* – 2006. – Vol. 89. – P. 48-60.
123. Pelindaba, GEA 525. – 1978.
124. Pelleter, E., Cheilletz, A., Gasquet, D., Mouttaqi, A., Annich, M., El Haour, A. Discovery of Neoproterozoic banded iron formation (BIF) in Morocco // *Geophys. Res. Abstr.* – 2006. – Vol. 8. – P. 04635.
125. Pearce, J.A., Cann, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1973. – Vol. 19. – P. 289-300.
126. Pearce, Julian A., Michael, Norry, J. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1979. – Vol. 69. – P. 33-47.
127. Pearce, J.A. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites / In: Panayiotou, A. (Ed), *Ophiolites* // *Proceeding of the International Ophiolite Symposium, Cyprus.* – 1979. – P. 261-272.

128. Pearce, J.A. Trace elements characteristics of lava from destructive boundaries / In: Thorpe RS (ed) *Andesites*. – Chichester: Wiley. – 1982. – P. 525-548.
129. Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* – 1984. – Vol. 25. – P. 956-983.
130. Pickard, A.L., Barley, M.E., Krapez, B. Deep-marine depositional setting of banded iron formation: sedimentological evidence from interbedded clastic sedimentary rocks in the early Palaeoproterozoic Dales George Member of Western Australia // *Sediment. Geol.* – 2004. – Vol. 170. – P. 37-62.
131. Pirasteh, S., Pradhan, B., Safari, H. O., Ramli, M. F. Coupling of DEM and remote-sensing-based approaches for semi-automated detection of regional geostructural features in Zagros Mountain, Iran // *Arabian Journal of Geosciences*. – 2013. – Vol. 6. – No. 1. – P. 91-99.
132. Raimondo, C., Hany, H. Strategic study on the Egyptian Marble and Granite Sector. – 2005.
133. Raslan, M. F. Mineralogical and physical separation studies on some radioactive granites from the Eastern Desert, Egypt // Ph. D. Thesis Faculty of Sciece, Cairo Univerisity. – 2001. – 204 p.
134. Ries, A. C., et al. Pan-African structures, ophiolites, and mélange in the Eastem Desert of Egypt: a traverse at 26 N // *Journal of the Geological Society*. – 1983. – Vol. 140. – Issue 1. – P. 75-95.
135. Ruedrich, J., Bartelsen, T., Dohrmann, R., Siegesmund, S. Building sandstone integrity affected by the process of hydric expansion // *Environ Earth Sci.* – 2010.
136. Sabet, A.H. On the stratigraphy of the basement complex of Egypt // *Ann. Geol. Surv. Egypt.* – 1972. – Vol. 2. – P. 79-102.
137. Saied, M., Abbady, A., El-Kamel, A., El-Arabi, A. Natural radioactivity of granite rocks in Wadi Qena // *Radiation Physics and Chemistry*. – 1994. – Vol. 44. – P. 95-98.
138. Salem, B.A. Integration of airborne geophysical and satellite imagery data to delineate the radioactive zones at west Safaga Area, Eastern Desert, Egypt, NRIAG // *Journal of Astronomy and Geophysics*. – 2018. – Vol. 7. – P. 297-308.
139. Sanchez-Cabeza, J. Ortega, A. Merino, M. J., Masqué, P. // *J. Mar. Syst.* – 2002. – Vol. 33. – P. 457.
140. Sannappa, J., Ningappa, C., Narasimha, K. Natural radioactivity levels in granite regions of Karnataka State. – 2010.
141. Sauerzapf, U., Dominique, L., Michael, B., Ralf, E. The Titanomagnetite–Ilmenite Equilibrium: New Experimental Data and Thermo-Oxybarometric Application to the Crystallization of Basic to Intermediate Rocks // *Journal of Petrology*. – 2008. – Vol. 49. – Issue 6. – P. 1161-85.
142. Selivanov, D. A., Lev Zalmanovich, B., Sergey, A. E. Improvement of exploration of titanomagnetite deposits based on the results of comparison of exploration and development data of the Gusevogorskoye deposit // *Mining information and analytical bulletin (scientific and technical journal)*. – 2014. – Vol. 4.
143. Shalaby A., Stüwe K., Makroum F., Frtiz H., Kebede T., Klötzli U. The Wadi Mubarak belt, Eastern Desert of Egypt: a Neoproterozoic conjugate shear system in the Arabian-Nubian Shield // *Precambrian Research*. – 2005. – Vol. 136. – Issue 1. – P. 27-50.
144. Stanton, R. L. *Ore petrology*. – London and New York: McGraw-Hill Book Co., 1972. – 713 p.
145. 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. 9-13.

146. Stern, R. J. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland // *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*. – 1994. – Vol. 22. – P. 319-351.
147. Stern, R.J., Mukherjee, S.K., Miller, N.R., Ali, K., Johnson, P.T. ~750 Ma banded iron formation from the Arabian-Nubian shield — implications for understanding Neoproterozoic tectonics, volcanism, and climate change // *Precambrian Res.* – 2013. – Vol. 239. – P. 79-94.
148. Stoesser, D. B., Frost, C. D. Nd, Pb, Sr, and O isotopic characterization of Saudi Arabian Shield terranes // *Chemical Geology*. – 2006. – Vol. 226. – P. 163-188.
149. Streckeisen, A. Plutonic rocks: Classification and nomenclature recommended by the IVGS sub-commission on the systematic of igneous rocks // *Geotims*. – 1976. – Vol. 18. – P. 26-30.
150. Taylor, S.R., McLennan, S.M. The continental crust: its composition and evolution. – 1985.
151. Thompson, R. N. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province // *Scottish Journal of Geology*. – 1982. – Vol. 18. – Issue 1. – P. 49-107.
152. Trendall, A.F., Blockley, J.G. The Iron Formations of the Precambrian Hamersley Group of Western Australia, with Special Reference to Crocidolite // *Bulletin of Geological Survey, Australia*. – 1970. – 119 p.
153. Todorović, N., Hansman, J., Mrđa, D., Nikolov, J., Kardos, R., Krmar, M. Concentrations of ²²⁶Ra, ²³²Th and ⁴⁰K in industrial kaolinized granite // *Journal of environmental radioactivity*. – 2017. – Vol. 168. – P. 10-14.
154. Valero, S., Chanussot, J., Benediktsson, J. A., Talbot, H., Waske, B. Advanced directional mathematical morphology for the detection of the road network in very high-resolution remote sensing images // *Pattern Recognition Letters*. – 2010. – Vol. 31. – No. 10. – P. 1120-1127.
155. Vincent, E.A., Phillips, R. Iron titanium minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, EastGreenland // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1954. – Vol. 6. – P. 1-26.
156. Van der Meer, F.D., van der Werff, H. M. A., van Ruitenbeek, F. J. A. Potential of ESA's Sentinel-2 for geological applications // *Remote Sens. Environ.* – 2014. – Vol. 148. – P. 124-133.
157. Wang J. Linda. A system for automated linear feature detection and analysis // *Canadian Journal of Remote Sensing*. – 1993. – Vol. 19. – No. 1. – P. 9-21.
158. Wehrmann, L. M., Formolo, M. J., Owens, J. D., Raiswell, R., Ferdelman, T. G., Riedinger, N., Lyons, T. W. Iron and manganese speciation and cycling in glacially influenced high-latitude fjord sediments (West Spitsbergen, Svalbard): evidence for a benthic recycling-transport mechanism // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2014. – Vol. 141. – P. 628-655.
159. Wehrmann H, Hoernle K, Jacques G, Garbe-Schönberg D, Schumann K, Mahlke J, Lara L Sulphur and chlorine geochemistry of mafic to intermediate tephra from the Chilean Southern Volcanic Zone (33-43°S) compared with those from the Central American Volcanic Arc // *Inter J Earth Sci.* – 2014. – Vol. 103. – P. 1945-1962.
160. Wilde SA, Youssef K (2000) Significance of SHRIMP U-Pb dating of the imperial porphyry and associated Dokhan volcanics, Gebel Dokhan, northeastern Desert. Egypt // *J Afr Earth Sci.* – Vol. 31. – P. 403-413.
161. Örgün, N., Altınsoy, A., Gültekin, G., Karahan, Celebi, N. Natural radioactivity levels in granitic plutons and groundwaters in Southeast part of Eskisehir, Turkey // *Applied Radiation and Isotopes*. – 2005. – Vol. 63. – P. 267-275.
162. Yang, Y.-X., Wu, X.-M., Jiang, Z.-Y., Wang, W.-X., Lu, J.-G., Lin, J. et al. Radioactivity concentrations in soils of the Xiazhuang granite area, China // *Applied Radiation and Isotopes*. – 2005. – Vol. 63. – P. 255-259.

163. Zakaly, H. M., Uosif, M. A., Madkour, H., Tammam, M., Issa, S., Elsaman, R., El-Taher, A. // J. Phys. Sci. – 2019. – Vol. 30. – P. 21.
164. Zhao, Y. B., He, Z.W., Ni, Z. Y., Chen, H. Q., Zhang, D. H. The correlation study of lineaments and geological disasters in XinPing County, Yunnan province // Chinese Journal of Geological Hazard and Control. – 2009. – Vol. 20. – P. 70-73.
165. Zhu D., Mo X., Pan G., Zhao Z., Dong G., Shi Y., Liao Z., Wang L., Zhou C. Petrogenesis of the earliest Early Cretaceous mafic rocks from the Cona area of the eastern Tethyan Himalaya in south Tibet: Interaction between the incubating Kerguelen plume and the eastern Greater India lithosphere? // Lithos. – 2008. – Vol. 100. – P. 147-173.