Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ТОМСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ (НИ ТГУ)
Геолого-географический факультет
Кафедра петрографии

ДОПУСТИТЬ К ЗАЩИТЕ В ГЭК

Руководитель ООП
канд. геол.-минерал. наук, доцент
_____ С.В. Максиков
«28» мая 2021 г.

ДИПЛОМНАЯ РАБОТА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ДЖЕБСКОЙ ПЛОЩАДИ (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

по специальности 21.05.02 – Прикладная геология

Четина Светлана Ивановна

Руководитель ВКР
д-р г.-м. наук, профессор
_____ А.И. Чернышов
подпись
«28» мая 2021 г.

Автор работы
студент группы № 02580
_____ Четина С.И.
подпись

Томск-2021

РЕФЕРАТ

Геологическое строение и золотоносность Джебской площади (Красноярский край): Дипломная работа специалиста / С.И. Четина. – 51 с., 10 рис., 12 источников. 3 прил.

Объект исследования: участок Горный Джебской площади

Цель работы – петрографическое и минераграфическое изучение интрузвных пород ордовикского возраста, слагающих массив г. Воронок участка Горного в пределах Джебской площади.

По результатам петрографического и минераграфического анализов была подтверждена связь золота с сульфидами, определены рудовмещающие породы.

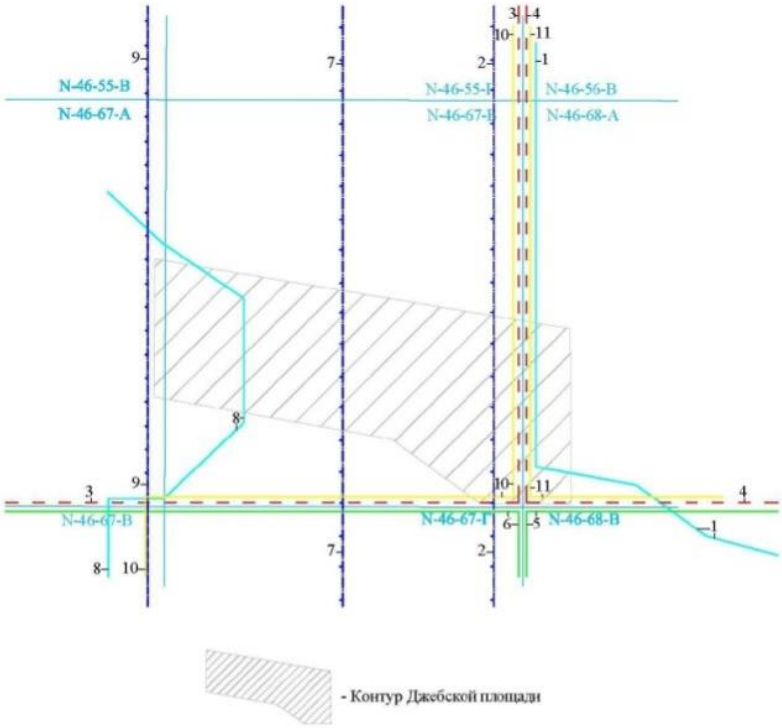
Ключевые слова: Джебская лощадь, Ольховско-Чибижекский район, геологическое строение, сульфидная минерализация, золото, буеджульский комплекс, кварцевые сиениты.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 2
1. Геологическая изученность 5
2. Геологическое строение исследуемой территории 8
2.1. Стратиграфия 8
2.2. Магматизм 20
2.3. Тектоника 26
3. Геологическое строение джебской площади 30
3.1. Участок горный 33
3.1.1. Геологическое строение участка Горный 32
3.1.2. Петрография магматических образований 33
3.1.3. Описание аншлифов (полированных шлифов) 39
4. Результаты поисковых работ 44
4.1. Характеристика потенциально рудной зоны участка Горный 44
4.2. Прогнозная оценка исследуемого участка 47
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 49
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ 50
ПРИЛОЖЕНИЕ А 52
ПРИЛОЖЕНИЕ Б 53
ПРИЛОЖЕНИЕ В 54

1 Геологическая изученность

Геологические исследования в районе начаты в середине XIX столетия в связи с открытием россыпей золота по долинам рек Чибижек, Ольховка. Первые краткие сведения о геологическом строении района известны по работам геологов И.И. Полетина (1860), В.И. Боголюбского (1884), М.К. Яворского (1894). В 1911 г старателями было открыто Ольховское месторождение золота на контакте гранитоидной интрузии с доломитами, а в 1912 г. Дистлеровское месторождение в кварцевых жилах (Рис. 1.1).



№ контура	Автор отчета	Год	Масштаб работ	Организация
	Шелковников А.Д.	1957	1:200 000	КГУ
1	Пан Ф.Я.	1950	1:100 000	КГУ
2	Третьяков А.В.	1952	1:100 000	Минусинская ГРЭ
3	Роздугин П.И.	1958	1:50 000	Минусинская ГРЭ
4	Шамонин Б.М.	1958	1:50 000	Минусинская ГРЭ
5	Проонин Г.С.	1958	1:50 000	Минусинская ГРЭ
6	Аничкин В.П.	1961	1:50 000	Минусинская ГРЭ
7	Шамонин Б.М.	1965	1:50 000	Минусинская ГРЭ
8	Абрамов М.С.	1964	1:50 000	Минусинская ГРЭ
9	Чесноков Б.П.	1971	1:50 000	КГЭ
10	Беспалов Ю.В.	1981	1:50 000	Минусинская ГРЭ
11	Воробьев В.Н.	1992	1:50 000	Минусинская ГРЭ
	Семенов М.И.	2006	1:200 000	ГП "Красноярскгеолъемка"

Рисунок 1.1 - Схема геологической изученности

В.А. Обручев, посетивший Восточный Саян в 1911 году, высказал предположение о генетической связи золотоносности района с гранитоидной интрузией. Это предположение получило подтверждение в дальнейшем. Довольно подробное описание Ольховского и Дистлеровского месторождений впервые произвел Я.С. Эдельштейн,

работавший в районе с 1911 по 1916 год. Открытие в дальнейшем еще ряда золоторудных месторождений (Константиновское – 1932 г., Медвежье – 1957 г., Лысогорское – 1966 г) обусловило проведение многочисленных геологических исследований. Эксплуатационными работами Артемовского рудника на вышеупомянутых месторождениях добыто более 88 тонн золота. Геологической службой Артемовского рудника велись поиски новых объектов для добычи золота. Разведывались россыпи по долине р. Чибижек и проводились поиски рудного золота в северном экзоконтакте Ольховско-Чибижекского массива гранитоидов на протяжении от истоков р. Чибижек на востоке до долины р. Джебь на западе. В работах в разное время принимали участие геологи И.И. Щенников, В.И. Макаров, А.П. Божинский, В.А. Миловская, И.Я. Мартынов, Ю.С. Часовитин, И Я. Кузьминых, Г.В. Хлусович и другие. В результате этих работ сложилось твердое убеждение в том, что золотооруденение генетически связано с гранитоидами ольховского интрузивного комплекса среднекембрийского возраста. Оруденение локализуется близ выступов гранитоидов в северной контактовой зоне массива и в тектонически ослабленных зонах, ориентированных преимущественно в субширотном направлении.

В 1955-57 гг в пределах листов N-46-55-А,Б,В,Г, N-46-67-А,Б (включая Джебскую площадь) была проведена геологическая съемка масштаба 1:50000 под руководством Ролдугина П.И. [7]. На площади съемки были выделены майская и бахтинская свиты позднего протерозоя, синийские отложения павловской свиты. Нижнекембрийские отложения подразделены на колпинскую свиты (песчано-сланцевые образования), балахтисонскую (глинисто-карбонатные отложения), чибижекскую свиту (туфогенно-карбонатные отложения). Выделена осиновская свита ранне-среднекембрийского возраста и эффузивная витебковская свита средне-позднекембрийского возраста. Девонские отложения отнесены к маматской и чиланской свитам. Среди интрузивных пород по составу и возрасту выделены ультраосновные интрузии среднего кембрия; ольховский интрузивный комплекс - позднекембрийско-ордовикского возраста; краснокаменско-ирбинский интрузивный комплекс (сиениты, граносиениты, щелочные граниты) раннедевонского возраста.

В это же время проводилась геологическая съемка масштаба 1:200000 под руководством Шелковникова А.Д. [11]. Предложенная им стратиграфическая схема по ряду принципиальных вопросов отличалась от схемы Ролдугина. Так, в схеме не нашла отражения витебковская свита, сложенная диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами. Эти образования были отнесены к колпинской (верховье р. Тарбатки), и осиновской свитам (р. Красная Речка). Эффузивы среднего состава (чиланская свита

нижнего девона по П.И. Ролдугину) отнесены А.Д. Шелковниковым к кизирской свите среднего кембрия.

В 1960-61 гг. на площади листов №-46-67-В и Г выполнялись поисково-съемочные работы под руководством Аничкина В.Л. [1].

В 1960-64 гг были проведены картосоставительские работы [10], в результате которых была составлена сводная геологическая карта масштаба 1:50000 района Ирбинско-Краснокаменской группы железорудных месторождений, охватывающая площади листов N-46-55-В-г; Г-в, N-46-66-Г-б,г, N-46-67-А-б,в,г, -Б-а,в, -В-а,б,в; -Г-а. Были устранены некоторые неувязки в геологическом строения района, уточнен состав балахтисонской и колпинской свит, дана возрастная характеристика кор выветривания. С учетом геофизических данных и дополнительного изучения габброидных пород выделен шиндинский интрузивный комплекс. Железооруденение в районе связано, по представлению В.М. Шамонина, с интрузиями ирбинского и ольховского комплексов и контролируются мощными зонами дробления.

В 1976-1981 гг. в районе производилось геологическое доизучение масштаба 1:50000 [5]. По данным доизучения на площади развиты карбонатно-терригенные отложения балахтисонской свиты нижнего кембрия и несогласно залегающие на них терригенно-вулканогенные образования осиновской свиты среднекембрийского возраста. Осадки прорваны гранитоидами ольховского комплекса, местами скарнированы и ороговикованы. Ольховское и др. золоторудные месторождения рассматриваются как гидротермально-метасоматические. Железные руды Чибижекской группы рудопроявлений отнесены к вулканогенно-осадочному типу. Район оценен как перспективный на золотооруденение.

В 2003-2006 году коллективом ГП «Красноярскгеолсъемка» выполнено ГДП-200 Артемовской площади [8]. В результате этих работ тщательно проанализирована и обработана вся геологическая информация, накопленная за годы изучения территории. Геологическое строение, магматизм, тектоника и минерагения рассмотрены с современной точки зрения, и приведены в соответствие с действующими серийными легендами последних поколений. Подтверждена генетическая связь золотого оруденения со среднекембрийским габбродиорит-диорит-гранодиоритовым ольховским комплексом. В процессе полевых работ выявлено проявление Каспа с содержанием золота в кварц-серицитовых метасоматитах до 14,45г/т.

2 Геологическое строение исследуемой территории

Ольховско-Чибижекский рудно-россыпной район охватывает значительную площадь Кизир-Казырской минерагенической зоны (Восточный Саян) располагаясь в её южной части и занимая практически всю центральную часть листа N-46-XVI в том числе и Джебскую площадь (Приложение А).

Сведения о геологическом строении и полезных ископаемых района приведены по площади, которую охватывает Ольховско-Чибижекский рудно-россыпнорй район, с использованием материалов поисковых и геологосъемочных работ – ГС-50и ГДП-200 листа N-46-XVI, в соответствии с легендой Восточно-Саянской и Минусинской серии листов масштаба 1:200 000 (Приложение А).

2.1 Стратиграфия

Разрез стратифицированных образований начинается с бахтинской свиты верхнего протерозоя, выделенной в Сисим-Кизирской подзоне Кузнецко-Восточно-Саянской СФЗ, палеонтологически охарактеризованы венд – нижнекембрийские отложения в объеме – чибижекской, колпинской и балахтисонской свит. Среднекембрийские вулканогенно-терригенные отложения осиновской свиты Восточно-Саянской (СФЗ) имеют широкое распространение в центральной части площади. Отложения Минусинско-Восточно-Саянской СФЗ представлены вулканогенными образованиями имирской свиты ордовика. Нижнедевонские отложения Минусинской СФЗ развиты ограниченно и выделены в объеме вулканогенных образований сыдинской и красноцветных терригенных отложений толтаковской свит. Разрез стратифицированных образований завершают мел-палеогеновые образования кор выветривания, неогеновые и четвертичные образования.

2.1.1 Верхрерифейская эратема

В пределах описываемой части рудно-россыпного района представлена только своей верхней частью. Сложена образованиями бахтинской свиты входящей в состав бахтинского вулканического комплекса.

Бахтинская свита (RF$_3$*bh*) развита в южной части Ольховско-Чибижекского района на водораздельных частях рек Тарбатка - Каспа. Поле развития свиты ограничены тектоническими нарушениями. Свита представлена лавами и лавобрекчиями базальтов с прослоями туфов базальтов и андезибазальтов, кремнистых сланцев и известняков [2,3]. В

отдельных разрезах наблюдаются прослойки андезитов, редкие и маломощные линзы и прослойки риодацитов. Эффузивы рассланцованы, амфиболизированы, в зоне крупных разломов часто превращены в амфибол - хлоритовые сланцы.

Породы свиты в относительно крупных выходах характеризуются локальными положительными аномалиями силы тяжести до (2-4) мГал, и относительным повышением магнитного поля до (+50 – +150) нТл. Базальты слабомагнитные (χ = 171x10-5 ед. СИ) и плотные σ = 2,82 г/см3. Характерны следующие микроэлементы (n x 10-3 в %): Pb-0,5 , Cu-6, Zn-10, Co-3, V-20, Cr-30, Ni-10, Ti-800, Mn-100, Ba-20, B-0,6, P-60. Эффузивы в основном, умеренно-глиноземистые, редко – низкоглиноземистые высокоглиноземистые; большинство - меланократовые, реже- мезократовые, железистые. По петрохимическим особенностям базальты свиты сопоставимы с толеитами и умеренно-щелочными базальтами натриевого ряда океанов и относятся к формации натриевых базальтов.

Радиоизотопные датировки (Rb-Sr) по породам свиты 716±12 млн. лет.

Субвулканические образования ($\nu\pi R_3bh$) представлены силлами и дайками мелко – среднезернистых габбропорфиритов. Вместе с породами бахтинской свиты изменены в зеленосланцевой фации метаморфизма. Размеры силлов варьируются от 1,2 x 0,3 км среди пород бахтинской, до 2,2 x 0,6 км среди пород лысанской свиты, где вскрыты их более глубокие части. Контакты силлов с вмещающими отложениями согласные, даек - крутые, резкие и рвущие. Степень кристаллизации от контактов к центральной части увеличивается. По петрохимическим характеристикам, генетически и пространственно тесно связаны с вулканическими породами бахтинской свиты, с которыми образуют бахтинский базальтовый вулканический комплекс. Позднерифейский возраст принят, согласно серийной легенде.

2.1.2 Вендская –кембрийская (нижний отдел) системы нерасчлененные

Чибижекская свита (V-Є$_1$*cb*) обнажается в верховьях рек Чибижек, Джебь, в бассейнах рек Шинда, Балахтисон. Породы свиты представлены доломитами, доломитовыми известняками, известняками с редкими маломощными прослоями карбонатных брекчий, кремней, песчаников, алевролитов. Граница с нижележащими верхнерифейскими отложениями тектоническая. Несогласно перекрываются черными тонкополосчатыми известняками и углеродисто-глинистыми сланцами колпинской свиты

В большинстве разрезов в их нижних частях преобладают серые доломиты, известняки имеют резко подчиненную роль. Максимальная мощность нижней - доломитовой части достигает 200 м. Из нижней части определены микрофитолиты:

VesicularitesconcretusZ. Zhur., V. subinensisZ. Zhur., V. lobatusReItl., NubecularitesabustusZ. Zhur., Vesicamassulatussp., водоросли*: Girvanellasp., Korilopyton (?) sp., Gemma (?) sp.,*спикулы губок, характерные в комплексе для верхней части венда и пограничных отложений венда-кембрия [8].

Верхняя часть разрезов свиты сложена преимущественно светлыми массивными известняками с прослоями доломитовых известняков.

В верхней части свиты определены известковистые водоросли: *EpiphytonscapulumKorde и др., Kordephiytoncrinitum (Korde.), RenalcisgelatinosusKorde.,Razumovskialata. Drozd., Girvanella problematika Nich.et Eth.,* мелкораковинная фауна *Torellella lentiformis Miss. (Sis.), T. curva. Miss., Coleoloides sp., Anabarites sp., Glauderia sp.,* а также редкие археоциаты *Irregularia, Ajacicyathus sp.*икрибрициаты[8]. Этот комплекс палеонтологических остатков указывает на принадлежность вмещающих отложений томмотскому ярусу. Надо отметить, что отложения свиты фациально изменчивы, часто доломиты переходят в верхние горизонты, а местами в нижней части разреза существенную роль играют известняки.

Породы практически немагнитны (χ = 1x10-5 ед. СИ), л = 2,70 г/см^3 и фиксируются спокойным отрицательным магнитным полем интенсивностью до 100-150 нТл. В карбонатах свиты встречаются следующие микроэлементы со средними содержаниями (nx 10-3 в %): Pb-0,3, Cu-2, Zn-6, Co-0,3, Mn-10, Ba-10, Sn-0,1, Sr-10, Zr-10, B-0,3, P-40. В экзоконтакте с Ольховским массивом с отложениями свиты связано золотое оруденение, а с корой выветривания по отложениям свиты – промышленные скопления фосфорита и марганца. Палеонтологически нижняя толща определена вендом, а верхняя - томмотским ярусом раннего кембрия. Возраст свиты принят венд - раннекембрийским.

2.1.3 Кембрийская система

Кембрийские отложения занимают значительную часть площади в центральной части Ольховско-Чибижекского рудно-россыпного района, внутреннее строение которого, осложнено многочисленными разрывными нарушениями и массивами разновозрастных интрузивных пород. По палеонтологическим остаткам и стратиграфическому положению разделены на нижний - с карбонатно-терригенными отложениями и средний - с вулканогенно-осадочными отложениями, отделы.

Нижний отдел

Представлен палеонтологически охарактеризованными карбонатно-терригенными отложениями. Выделяются колпинская - преимущественно терригенная и балахтисонская - преимущественно карбонатная свиты.

Колпинская свита ($Є_1k_l$) протягивается в виде полосы в северо-западном направлении от р. Шинда по бортам рр. Колпа и Сисим к устью р. Сейба. Отложения свиты также обнажаются в бассейнах рек Чибижек, где с конгломератами в основании залегают на карбонатах чибижекской свиты и согласно перекрывается светлыми известняками балахтисонской свиты. Породы представлены темно-серыми, черными, зеленовато-серыми алевролитами, аргиллитами, углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми, углисто - карбонатно-глинистыми сланцами, песчаниками, черными и темно-серыми известняками. В основании свиты наблюдаются конгломераты.

Породы свиты в экзоконтактах с интрузивными телами ольховского и буеджульского комплексов, подвержены метасоматическим изменениям, являясь благоприятными условиями для локализации железного и золотого оруденения.

Из пород свиты собраны археоциаты *Archaefungiasp.* и др., обломки раковинных организмов, известковые водоросли *Epiphytonsp., Batineviasp.* и др., хиолиты. Возраст отложений свиты принят раннеатдабанским на уровне натальевского горизонта на основании положения в стратиграфическом разрезе между подстилающими отложениями чибижекской свиты томмотского яруса и перекрывающими отложениями балахтисонской свиты кийского горизонта.

Балахтисонская свита($Є_1bl$) развита в бассейнах рр. Шинда, Чибижек, Каспа, Кизир, также в виде отдельных «окон» среди отложений осиновской свиты в бассейне р. Джебь. Породы свиты согласно залегают на отложениях колпинской свиты и несогласно перекрывается туфогенно-осадочными отложениями осиновской свиты среднего кембрия и представлены известняками рифогенными светлыми массивными, реже слоистыми, темно-серыми слоистыми, в том числе глинистыми и брекчиевидными, известково-глинистыми сланцами, песчаниками. Нижняя часть свиты представлена переслаиванием темно-серых известняков, глинистых известняков, известково-глинистых сланцев, алевролитов с прослоями известковистых песчаников**.** Верхняя часть свиты представлена массивными светлыми известняками, с невыдержанными прослоями карбонатно-глинистых сланцев. Иногда эти известняки по простиранию переходят в брекчиевидные известняки и известняковые брекчии. Отложения свиты не выдержаны, часто фациально замещаются. Мощность свиты достигает 700 м.

В экзоконтактах с интрузивными телами карбонатные породы свиты, мраморизованы и участками скарнированы, представляя благоприятную обстановку для локализации оруденения железа и золота, а с корой выветривания по отложениям свиты связаны повышенные содержания марганца [9].

На основе палеонтологических остатков [8] и согласно Минусинской серийной легенде, возраст отложений балахтисонской свиты принимается раннекембрийским и рассматривается на уровне атдабанского яруса кийского и камешковского горизонтов и ботомского яруса санаштыкгольского горизонта.

Геохимическая характеристика свита выполнена на основании опробования керна поисково-картировочных скважин побуренных в 2018-2020 годах. На основании этих данных в образованиях свиты наблюдается халько-сидеро-литофильная специализация: повышенные относительно кларка содержания кобальта, ниобия, серебра, меди, бария, бериллия, титана, ванадия, хрома, иттрия, марганца, цинка; содержания молибдена, фосфора, олова, бора, свинца, близки кларковым; содержания никеля, лития и стронция значительно ниже кларковых [9].

Средний отдел

Отдел представлен осиновской вулканогенно-осадочной ассоциацией, образованной туфогенно-терригенными отложениями осиновской свиты и её субвулканическими образованиями.

Осиновская свита ($Є_2os$) является составной частью осиновской вулканогенно-осадочной ассоциации и выполняет центральные части Кизир-Казырской СФЗ. В основном, породы свиты распространены в бассейнах рек Кизир, Чибижек, Джебь, Каспа, Шинда, среди полей венд-нижнекембрийских отложений, а также местами в виде эрозионных окон среди вулканогенных образований имирской свиты ордовика и интрузивных образований буеджульского комплекса. Отложения свиты дислоцированы, часто образуют складки с крыльями от десяти до 1000 метров [5]. Они несогласно, с образованием в основании конгломератов и туфоконгломератов, залегают на известняках балахтисонской свиты и перекрываются с несогласием базальтами нижнеимирской подсвиты ордовика. Свита представлена зелеными, лиловыми, красноцветными, серыми конгломератами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, риолитами, риодацитами, дацитами, андезитами и их туфами, туффитами. В некоторых разрезах наблюдаются прослои серых, темно-серых известняков, часто засоренных мелким обломочным материалом.

Свита фациально изменчива. Для нижних частей характерны грубокластические породы, а в верхних частях преобладающую роль играют более тонкие осадки. В бассейнах рек Кизир, Шинда, Джебь, в составе свиты преобладают вулканиты, наряду с ними заметную роль играют туфопесчаники, туфоконгломераты и туфоалевролиты, туфы среднего и кислого составов, потоки андезитов, дацитов и риолитов, с прослоями серых, темно-серых известняков мощностью до 3-5 м, редко до 40 м. Породы свиты часто ороговикованы из-за обилия прорывающих их интрузивных и субвулканических тел разного возраста.

Туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты серовато-зеленого, иногда фиолетового или лилового цветов массивные. Макро и микроскопически отличаются по размерам преобладающего обломочного материала, который колеблется от 0,05 мм до 5 мм, редкие до 10 мм. Обломочный материал размерами до 1 мм, слабо окатан или вообще не окатан и представлен эффузивами кислого и среднего составов, реже их туфами, кварцем, плагиоклазом, песчаниками, алевролитами. Структура псефитовая, псефито-псаммитовая, псаммито-пелитовя, со сланцеватой или полосчатой текстурой. Цемент составляет от 40 до 70% от общего объема, по типу базальный, сложен глинистой массой, гидрослюдой, хлоритом, актинолитом. Конгломераты вишневого, красного, иногда лилового цветов породы с зеленоватым или сероватым оттенком. Обломки плохой сортировки, хорошо окатанные, размерами от 1,5-2,0 см до 30 см, составляют до 50-60% от всего объема. В составе обломков преимущественно известняки с нижнекембрийскими палеонтологическими остатками, доломиты, известковистые алевролиты, песчаники и аргиллиты, составляющие до 60-70% от общего количества обломочного материала. Реже встречаются зеленые рассланцованные эффузивы основного, редко среднего составов, зеленые и темно-серые различные парасланцы, кремни, красная яшма, составляющие 25-30% от общего количества обломков. Интрузивные породы отмечаются редко и представлены хлоритизированными, серицитизированными, соссюритизированными гранитами, гранодиоритами, плагиогранитами, диоритами, габброидами и серпентинизированными пироксенитами. Цемент – базального типа карбонатно-глинистый, кремнисто-карбонатный, полимиктовый или туфомиктовый песчанистый. Туфы, в основном, литокристаллокластические, среднего и кислого составов с псефито-псаммитовой и псаммитовой структурами. Обломочный материал составляет от 30-35% до 60-65% и представлен риодацитами, дацитами, андезитами, андезибазальтом, кристаллами плагиоклаза, кварца, пепловыми туфами, редко кремнистыми алевролитами и известняками. В роли цемента выступают тонкообломочный материал того же состава, что и обломки, а также пепел. Породы зачастую хлоритизированы и соссюритизированы.

Дациты, риодациты, риолиты зеленовато-серые светлых тонов, нередко с розоватым, лиловатым оттенком крепкие, массивные породы порфировой структуры. В фенокристах (от 5% до 30%) размерами до 3 мм, находятся альбит, кварц, редко амфибол. Основная масса микропойкилитовой, микрофельзитовой структуры, представленной хлорит – полевошпат -кварцевым агрегатом.

Отложения свиты благоприятны для локализации золото – сульфидно – кварцевого и магнетитового оруденения в экзоконтактах интрузивных тел и зонах тектонических нарушений.

Среднекембрийский возраст принят согласно серийной легенде. По периметру Ольховского массива, наблюдается прорыв гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами туфопесчаников, конгломератов, риолитов, туфов среднего и кислого составов осиновской свиты. Некоторыми исследователями указывались в составе конгломератов на обломки интрузивных пород Ольховского комплекса. Аналогичные данные приведены в отчете Беспалова Ю.В. [5] по Каспинской площади (29867). Согласно представлениям авторов отчета, интрузивные образования ольховского комплекса прорывают отложения осиновской свиты с образованием зон контактовых изменений, в которых локализуются проявления золота сульфидно-кварцевой формации.

Субвулканические образования (νβ, ^{m}δЄ$_{2}$os) являются составной частью осиновской вулканогенно - осадочной ассоциации и представлены габбродолеритами и микродиоритами. Тела линейные, обычно в форме силлов (размерами до 2,0х0,6 км) и даек. Контакты с вмещающими отложениями рвущие, частично согласные, резкие. Краевые части тел сложены тонко-, мелкозернистыми породами, а центральные – среднезернистыми с порфировидными разностями. Габбродолериты темно-серые, черные зеленоватого оттенка породы с габбро - долеритовой, реже микрогаббровой структурой основной массы, сложенной андезином, лабрадором, авгитом, частично замещенном зеленой роговой обманкой, биотитом, бурой роговой обманкой и рудными минералами. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, цоизитом, карбонатом и кварцем. В порфировых выделениях (до 10%) плагиоклаз и пироксен. Микродиориты темно-серые, серо-зеленые массивные породы с призматически зернистой структурой, состоящие из андезина, роговой обманки, реже авгита, биотита и кварца. Среднекембрийский возраст принят согласно серийной легенде.

Геохимическая характеристика свита выполнена на основании опробования керна поисково-картировочных скважин пробуренных в 2018-2020 годах. На основании этих данных в образованиях свиты наблюдается сидеро-халькофильная специализация: повышенные относительно кларка содержания серебра, кобальта, меди и ванадия,

содержания марганца, бария, цинка, хрома, бериллия, ниобия, иттрия близки кларковым, содержания титана, олова, никеля, лития, свинца и стронция значительно ниже кларковых [9].

2.1.4 Ордовикская система

Представлена вулканическими породами имирской свиты и их субвулканическими образованиями, объединяемыми в имирский вулканический комплекс [8], которые фрагментарно отмечаются в северной части Минусинско-Восточно-Саянской СФЗ.

Имирская свита (O?*im*). Породы свиты развиты в 2-х полях: первое поле представляет северное крыло Южно-Минусинской впадины и протягивается в широтном направлении по левобережью р. Кизир к верховьям рек Бол. Ирба. Второе поле развития пород свиты представлено восточным окончанием Сыдо-Ербинской впадины – в бассейнах рек Большой и Малый Маргоз, Шмо, склонов г. Канзыба и Синюха. Вулканогенные породы свиты структурно несогласно залегают на осиновской свите среднего кембрия и на более древних образованиях и несогласно перекрываются вулканитами сыдинской и толтаковской свит нижнего девона.

По литологическому составу свита расчленена на две подсвиты.

Нижняя подсвита (O?im_1) сложена серовато-зелеными, вишнево-серыми, темно-серыми андезибазальтами, базальтами, туфами основного, среднего, реже кислого составов, прослоями и линзами туфопесчаников, песчаников и алевролитов.

Породы подсвиты изменчивы, фациально замещают друг друга, инъецированы субвулканическими образованиями. Надвинуты по зыртальскому разлому на среднекембрийские образования осиновской свиты.

Верхнеимирская подсвита (O?im_2) в пределах Минусинско-Восточно-Саянской СФЗ пользуется крайне ограниченным распространением, развита на водораздельных частях рек Бол. Шушь и Канзыба, Канзыба и Таежный Маргоз (горы Отрок и Синюха), также в бассейнах рек Шмо, Бурлук, Бол. Ирба. Представлена дацитами, риодацитами, трахидацитами, трахириолитами, риолитами, их туфами, андезитами. В разных частях разреза отмечаются горизонты туфопесчаников, песчаников, алевролитов, туфоконгломератов, также единичные потоки базальтов. Подсвита согласно залегает на породах нижнеимирской подсвиты в бассейне р. Таежный Маргоз, контакт между ними проводится по появлению мощных потоков дацитов. Несогласно перекрывается трахибазальтами сыдинской свиты раннего девона.

В верховьях рр. Канзыба, Бол. Ирба количество и мощность толщ трахидацитов,

трахириолитов заметно возрастает, фиксируются трахиты.

Нижняя возрастная граница определяется налеганием базальтов нижней подсвиты на породы осиновской свиты среднего кембрия, а верхняя - несогласным перекрытием трахибазальтами сыдинской свиты нижнего девона**.** Из вулканитов, которые отнесены к имирской свите, имеются датировки 451±10 млн. лет - северо-восточнее Канзыбинского массива и 505±17 млн. лет южнее Мульгинского массива [8]. Ордовикский возраст принят условно согласно серийной легенде.

Субвулканические образования (*α*π, β*π*, β, τλζO?im). Являются составной частью имирского вулканического комплекса. Слагают малые тела (штоки, некки, трещинные тела) площадью до 8 км^2 и дайки (до 3х50 м) в полях развития вулканогенных образований имирской свиты в Минусинско-Восточно-Саянской СФЗ. Представлены андезитовыми порфиритами, базальтовыми порфиритами, долеритами, трахириодацитами.

По петрографическим, петрохимическим и геохимическим характеристикам субвулканические образования идентичны соответствующим эффузивам имирской свиты. Возраст принимается ордовикским по нахождению в полях развития вулканитов ордовика, как их субвулканических аналогов [9].

2.1.5 Девонская система

Девонские отложения в районе развиты крайне ограниченно и представлены лишь в западной части красноцветными терригенными отложениями толтаковской свиты нижнего девона Минусинской СФЗ. Образования палеонтологически и радиоизотопно не охарактеризованы.

Толтаковская свита (D$_1$*tt*) развита на правом борту в верховьях р. Большая Ирба. Сложена песчаниками коричневого цвета полимиктовыми от средне- до тонкозернистых с известковистым цементом и алевролитами. Среди них встречаются линзы и прослои мощностью до 1 см, тонкозернистых песчаников и алевролитов зеленого цвета, часто с косой слоистостью. Отложения залегают под углами 15-20° образуя небольшую мульдообразную структуру, северное крыло которой срезано Азыртальским взбросом. Отложения свиты в значительной мере перекрыты мощными рыхлыми отложениями. Неполная мощность свиты составляет 300 м.

Возраст свиты принят на основании её структурного положения, взаимоотношений с ниже и вышележащими геологическими образованиями, в соответствии с легендой Минусинской серии листов [9].

2.1.6 Меловая – палеогеновая системы нерасчлененные

Коры выветривания (К-~~Р~~)

Образования остаточных кор выветривания (КВ) мел – палеогенового возраста в Ольховско-Чибижекском рудно-россыпном районе развиты лишь в его западной части в пределах Каспинской и Нижне-Чинжебинской впадин. Здесь развиты остаточные КВ двух морфологических типов: площадные, линейные, карстово-инфильтрационные (только в долине реки Чибижек).

Площадные КВ пользуются преимущественным развитием. Наиболее полно сохранились в кайнозойских впадинах (Каспинская, Нижне-Чинжебинская), благодаря консервации мощными полигенетическими толщами неоген – четвертичного возраста. В пределах плоских приводораздельных поверхностей в долине р. Чибижек отмечаются реликты плащеобразных глинистых остаточных кор выветривания. Мощность колеблется от 0,5 до 50 м. В основном представлены зоной начальной дезинтеграции пород (дресвяной сапролитовой КВ) и зоной гидратации (пестроцветными песчано – глинистыми образованиями с обломками полуразложившихся пород, участками сохранившейся структурой субстрата). Зона конечных продуктов КВ (зона гидролиза) отмечается редко, часто размыта, представлена пластичными глинами.

Линейные КВ в виде узких протяженных линзовидных тел располагаются вдоль тектонических нарушений, контактовых зон между интрузивными и вмещающими, карбонатными и алюмосиликатными породами. В крупных зонах дробления линейные КВ достигают мощности сотни метров, ширины 1-2 км.

Карстово-инфильтрационные КВ развиты в долине р. Чибижек по карбонатным породам венда - кембрия. Подземные карстовые полости, выполненные глинами с обломками известняков, установлены на водоразделе ручьев Тинсук и Котто (северный фланг рудного поля Ольховского золоторудного месторождения) по скважинам на глубине 150-180 м, в долинах р. Чибижек, руч. Тинсук – до 90 м.

Вещественный состав отложений КВ зависит от подвергшейся химическому преобразованию исходной породы. Так при выветривании изверженных пород кислого состава (граниты, гранодиориты) КПШ замещается каолинитом, плагиоклазы – гидросерицитом, гидрослюдами, встречаются монтмориллонит, галлуазит, сохраняются минералы исходных пород – кварц, магнетит, циркон, эпидот, полевые шпаты. Изверженные породы среднего состава в зоне гидратации превращены в агрегат новообразованных минералов – галлуазита, каолинита, гидрохлорита, монтмориллонита, гидрослюд, гидрооксидов железа. К числу второстепенных минералов относятся кварц,

оксиды марганца, лейкоксен, циркон. Профиль выветривания, сформированный на породах основного состава представлен минералами группы монтмориллонита (с преобладанием нонтронита), гидрохлоритом, а в верхней части разреза – оксидами и гидрооксидами железа в ассоциации с каолинитом. Из реликтовых минералов широко распространены магнетит, ильменит, лейкоксен, пироксены. Кора выветривания по кремнистым, кремнисто – карбонатным и окремненным карбонатным породам представлена маршаллитами белого, светло – серого, светло - бурого цвета. Маршаллиты ожелезнены, омарганцованы, содержат глинистые и фосфатные минералы. КВ по хлоритовым, серицит – хлоритовым сланцам характеризуется значительным развитием каолинита и гидрослюд.

По минеральному составу образования КВ характеризуются отчетливой вертикальной зональностью. В полном профиле выветривания выделяются следующие минеральные типы (снизу вверх): гидрослюдистый, каолинито – гидрослюдистый, гидрослюдисто – каолинитовый, каолинитовый [9].

Подобного типа коры выветривания формировались, в условиях гумидного субтропического и умеренно-теплого климата. Благоприятная для подобных процессов химического выветривания эпоха в регионе наступила в мезозое и продолжалась с перерывами до конца третичного периода. При ГДП-200 [8] в остаточной КВ в скважине в интервале 70,0 – 88,0 м выделены редкие споры мезозойского облика: *Leiotriletessp., Disaccites, Walchiasp., Alisporites*. Выше, до глубины 52 м, отмечены споры и пыльца: *Pinussubgen. Diploxylon, Pinaceae, Sciadopitys sp., Abies sp., Myrica sp., Carya sp., Pinus subgen. Haploxylon* (неоген?), смятые зерна *Pinaceae* (плейстоцен?). Учитывая наличие единичных мезозойских спор и пыльцы, постоянное присутствие спорово-пыльцевых зерен плейстоценового облика, возраст кор выветривания определен как мезозой – кайнозойский [9].

2.1.7 Неогеновая - четвертичная системы нерасчлененные

Верхний плиоцен – эоплейстоцен (N_3^2-E?)

Аллювий погребенных долин (N_3^2-E?) Представлен галечниками, песками, глинами обохренными, слаболитифицированными, мощностью 2,4-26,0 м.

В Нижне-Чинжебинской впадине в скважинах на глубине 51-80 м древний аллювий залегает на КВ, представлен валунно-галечно-песчаным материалом с прослоями алевритового, песчано-гравийного состава. Окатанность и сортировка хорошая. Вскрытая мощность 1-26 м. Степень выветрелости меньше, чем у каолинизированного аллювия

неогена.

В левом борту р. Каспа на структурной коре выветривания вулканитов залегают слаболитифицированные гравийно - мелкогалечные отложения, сцементированные охристо-красной глиной с четкой горизонтальной слоистостью. Мощность отложений 0,5-2,4 м. Перекрываются покровными лессовидными суглинками. В СПК содержится единичный спорово-пыльцевой материал - *Abies, Pinus, Picea, Polypodiacea, Sphagnum, Lycopodium.* Часть исследователей по степени выветрелости датировали их эоплейстоценом [1].

2.1.8 Четвертичная система

Плейстоцен

Эоплейстоцен

Каспинская свита (Q$_E$*ks*). Образования свиты представлены продуктами переотложения площадных и линейных кор выветривания делювиально-пролювиального генезиса на древних склонах (dpE*ks*). Они залегают либо на невыветрелых коренных породах, либо на остаточных корах выветривания. Делювиально-пролювиальные образования сложены красноцветными, плотными, пластичными глинами с обломками (до 40%) различных пород, каменистых бокситов, лимонитов, с оолитовыми стяжениями гидрооксидов железа, марганца. Во впадинах – красноцветными глинами, суглинками. Мощность свиты 1-8 м до 30 м. Минералогический состав глин разнообразен: монтмориллонит - каолинитовый в нижней части разреза, выше – гидрослюдисто - каолинитовый, в самых верхах – каолинитовый с гидроокислами железа[9].

Возраст свиты по палинологическим данным, определен как эоплейстоценовый [8].

Неоплейстоцен

Верхнее звено неоплейстоцена - голоцен нерасчлененные

Аккемский горизонт - нижняя часть голоцена. Отложения представлены аллювием I надпойменной террасы ($a^1Q_{III}ak$-$Q_н^1$), развитой в долинах рр. Кизир, Джебь, Шинда и их притоков. Терраса аккумулятивная с высотой уступа 4-8 м. В составе галечники, пески, суглинки мощностью 3,5-15 м. Возраст террасы принят по аналогии с листом N-46-X, где он подтвержден находками фауны. Отложения золотоносны, частично

перемыты в ходе старательской добычи[9].

Верхняя часть голоцена. Отложения представлены техногенными отложениями, аллювием пойм горных рек, аллювиальными и пролювиальными, аллювиальными и болотными отложениями.

Техногенные отложения представлены перемывными и насыпными разностями. Перемывные отложения ($t_pQ_н^2$) развиты по долинам рек Каспа, Тарбатка, Колпа, Чибижек и его притокам, где отрабатываются россыпи. Валунно-галечно-щебенистые отложения образуют отвалы высотой 3-10 м и многократно перемыты. В основном лишены тонкообломочной связующей массы, в долинах рр. Каспа, Тарбатка - с примесью глины. По р. Ольховка представлены мелкообломочными дресвяно-гравийными образованиями эфелей Артемовской обогатительной фабрики. Насыпные отложения ($t_{ns}Q_н^2$) распространены в районе Краснокаменского железорудного месторождения. Рядом с карьерами открытой добычи располагаются глыбово-щебенисто-дресвяные терриконы высотой 4-20 м.

Аллювиальные отложения пойм и русел горных рек ($a_gQ_н^2$) широко развиты по всем рекам района. Аллювий рек средне-низкогорья, в основном, находится в инстративной стадии развития, характеризуется преобладанием крупного материала над мелким, преимущественным развитием русловых фаций, хорошей окатанностью и слабой сортировкой материала. В долинах мелких ручьев и рек, лишенных террас, в аллювие преобладает плохоокатанный, грубообломочный материал со склонов. Отложения золотоносны, перемыты старателями. К аллювию крупных рек (Кизир) приурочены месторождения песчано-гравийно-галечного материала, которые используется при строительстве дорог. Во впадинах рек находятся в стадии динамического равновесия и для аллювия характерно развитие песков, суглинков пойменных фаций[9].

2.2 Магматизм

Джебская площадь располагается в области сопряжения северного сегмента Сисим-Казырской островодужной системы и южного фрагмента Лысанского ВПП [6], где проявлены разнообразные по возрасту и составу интрузивные образования. Согласно Легенде Минусинской серии листов (2002 год) здесь выделяются среднекембрийский ольховский габбро-диорит-гранодиоритовый и ордовикский буеджульский габбро-монцонит-сиенит-граносиенитовый комплексы[9].

2.2.1 Кембрийские интрузивные образования

Среднекембрийский габбро-диорит-гранодиоритовый ольховский комплекс (ν_1, δ_1, $Є_2o$). Комплекс выделен при производстве геологической съемки масштаба 1:200 000 на листе N-46-XVI в 1962 г. [10], и объединил наиболее крупный Шиндинский плутон и Кордовский массив. Форма массива – лакколит мощностью до 5 км. Падение контактов более пологое, чем вмещающих пород, северный и южный контакты с углами 35-45° и 50-55° соответственно падают под массив.

Детальное изучение ольховского комплекса обусловлено выявлением в его экзоконтактах с кембрийскими отложениями промышленных золоторудных месторождений – Ольховского, Медвежьего, Константиновского, а также ряда более мелких, объединенных в Ольховско-Чибижекский рудно-россыпной район. Ольховский комплекс представлен широкой гаммой пород от габбро до гранитов, образовавшихся в 3 фазы.

Породы первой фазы (до 8-10% объема комплекса) обычно слагают краевые части массивов и представляют собой габбро либо диориты. Габбро темно-серые с зеленоватым оттенком, среднезернистые, структура габбровая, текстура массивная, сложены лабрадором № 60 (50%) и темноцветными минералами (клинопироксен, роговая обманка, реже гиперстен, биотит) в разных соотношениях. Диориты отличаются преобладанием плагиоклаза (андезин № 40). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом.

Породы второй фазы слагают до 40% объема комплекса и представлены кварцевыми диоритами, плагиогранитами, тоналитами. Это серые и светло-серые равномерно-крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистыми структурами, массивными текстурами, состоящие из плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца, микроклина. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом, магнетитом (до 6 кг/т), цирконом, ильменитом.

Породы третьей фазы составляют до 45% объема комплекса и представленны гранитами и гранодиоритами. Это розово-серые средне-крупнозернистые породы, структура пород среднезернистая, текстура массивная. Состав: кварц (25-35%), микроклин (20-25%), олигоклаз (20-40%), биотит (до 5%). Гранит - порфиры, диоритовые порфириты, габбропорфириты даек третьей фазы отличаются наличием мелко-тонкозернистых и порфировых структур с мелкозернистой основной массой[9].

В пределах Джебской площади ольховский комплекс представлен несколькими небольшими телами габбродиоритов и диоритов первой фазы размером 1,5х0,25 км вытянутых в северо-западном направлении на левобережье ручья Осипов. В частности, на территории частично наблюдаются Кордовский, Ольховский и ряд более мелких массивов

развитых в центральной части Кизир-Казырской островодужной системы. Основная часть наиболее изученного Ольховского массива расположен севернее Джебской площади. В северном экзоконтакте данного массива сконцентрированы основные месторождения золото-кварц-сульфидной формации района[9].

Ольховский массив имеет простое строение и сравнительно однородный состав. Ядерные зоны отдельных частей массива сложены средне-крупнозернистыми биотит - амфиболовыми кварцевыми диоритами 2-й фазы с постепенными переходами к плагиогранитам; либо однородными крупнокристаллическими розово-светло-серыми гранодиоритами и гранитами 3-й фазы. В эндоконтактовой полосе шириной 1-2 км развиты кварцевые диориты, амфиболовое габбро, переходные разности. Гранитоиды имеют с ними резкие рвущие инъекционные контакты, также отмечаются ксенолиты диоритов в гранитах, меланократовые шлиры как с резкими, так и расплывчатыми границами вплоть до теневых. Дайковые породы широко развиты как в массиве, так и вокруг него. По составу выделяются две группы: кислые и средне-основные. Кислые дайки (гранит-порфиры, аплиты) распространены преимущественно внутри массива, редко в экзоконтактовой зоне. Средне-основные (диоритовые порфириты ($\delta\pi$), микродиориты ($^{m}\delta$), габбропорфириты ($\nu\pi$)) преимущественно развиты в северном экзоконтакте. Жильные образования представлены кварцевыми и кварц-сульфидными жилами. В северном экзоконтакте массива интенсивно проявлены гидротермальные процессы с образованием метасоматитов сложного состава (альбитизация, эпидотизация, окварцевание, березитизация, хлоритизация, карбонатизация), которые вмещают тела сплошных и густовкрапленных сульфидных руд и кварцевые жилы с промышленными содержаниями золота[9].

В формационном плане ольховский комплекс определяется габбро-диорит-гранодиоритовым. Металлогеническая специализация обусловлена парагенетической связью золоторудных и железорудных месторождений с породами комплекса. Возраст комплекса принят условно среднекембрийским. Радиозотопным U-Pb методом получены датировки от 470 до 521 млн. лет при изохроне в 515±3 млн. лет., Rb-Sr методом определения получен возраст 505-508±9 млн. лет, что соответствует среднему кембрию[9].

2.2.2 Ордовикские интрузивные образования

Ордовикский буеджульский комплексгаббро–монцонит–сиенит-граносиенитовый комплекс(δ_1, $q\xi_2$, $\gamma\xi_2$, $\varepsilon\gamma_3$ O?*bd*). Комплекс трехфазный, первая фаза представлена габбро (ν_1) и диоритами (δ_1), вторая (основная) – кварцевыми сиенитами ($q\xi_2$), кварцевыми монцодиоритами ($q\mu\delta_2$), кварцевыми монцонитами ($q\mu_2$),

граносиенитами ($\gamma\xi_2$). В третью выделены тела умереннощелочных гранитов ($\varepsilon\gamma_3$). Жильные образования представлены дайками гранит - порфиров ($\gamma\pi$), габбро-порфиритов ($\nu\pi$), кварцевыми и кварц-сульфидными жилами.

Первая фаза. Габбро представляют собой темно-серые, крупно-, среднезернистые породы, с габбровой структурой и массивной текстурой. Сложены плагиоклазом (лабрадор) 40-50%, клинопироксеном 25-45%, оливином, магнетитом в разных соотношениях суммарно не более 10%. В шлифах наблюдается порфировидная со среднезернистой основной массой либо гипидиоморфнозернистая микроструктуру. Вкрапленники (около 5% от объема породы, размер 1-4 мм) представлены соссюритизированным основным плагиоклазом, единичные – хлоритизированным темноцветным минералом. Основная масса породы состоит на 75% из зерен (размер 0,5-4 мм) соссюритизированного основного плагиоклаза, актинолитизированного темноцветного минерала, кварца, титаномагнетита, акцессорного апатита.

Диориты характеризуются выдержанным составом и обликом. Это среднезернистые зеленовато-серые массивные породы. В составе зональный плагиоклаз (от андезина № 40-50 в центре до олигоклаза № 20-25 в краевой части), буровато-зеленая или темно-зеленая маложелезистая роговая обманка с реликтами клинопироксена, красно-бурый биотит. Монцодиориты микроскопически отличаются от диоритов по присутствию калинатрового полевого шпата в промежутках между главными минералами, где он образует с кварцем гранофировые срастания. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, титанитом, цирконом. Кварцевые диориты серые, текстура массивная, структура средне- и крупнокристаллические. Характеризуются присутствием в качестве породообразующих минералов кварца до 10% в кварцевых диоритах и калинатрового полевого шпата до 12% в гранодиоритах. Акцессорные минералы аналогичны породам первой фазы.

Вторая фаза. Кварцевые монцодиориты. Переходы к породам нормальной щелочности постепенные. Отличительной особенностью является соотношение полевых шпатов – калинатрового полевого шпата нередко больше, чем плагиоклаза. Кварцевые сиениты, граносиениты равномерно-крупнокристаллические породы с монцонитовыми и гранитовыми структурами, массивными текстурами с различными вариациями микроклина, олигоклаз - андезина, роговой обманки, биотита, кварца. Наблюдаются гипидиоморфнозернистая микроструктура. Кварцевые сиениты состоят из калиевого полевого шпата 55-60%, плагиоклаза (альбит-андезин) – 15-20%, кварца 5-15%, биотит – 5%. Граносиениты - калиевого полевого шпата 40-50%, плагиоклаза (альбит) – 20-25%, кварца 15-20%, биотита – 5%, редко присутствует роговая обманка до 5-7%. Акцессории -

титанит, циркон, апатит, магнетит.

Третья фаза. Граниты представляют собой красно-серые крупнозернистые массивные, реже порфировидные с крупнозернистой структурой основной массы породы. В составе кварц (25-30%), калиевый полевой шпат (60-65%), плагиоклаз (15-20%), биотит (5%). При уменьшении содержания калиевого полевого шпата переходят в плагиограниты. Умереннощелочные граниты имеют аналогичный состав и выделяются только по петрохимическим данным. Структуры гранитовые. В протолочках отмечены магнетит, пирит, циркон, апатит, гематит, титанит, ильменит, ортит, флюорит, рутил, анатаз, лимонит, халькопирит. Дайковые образования проявлены незначительно, представлены разностями от основных до кислых. Гранит - порфиры, монцодиориты, габбропорфириты даек отличаются наличием мелко-тонкозернистых и порфировых структур с мелкозернистой основной массой, состав породообразующих минералов аналогичен полнокристаллическим разностям. В шлифах наблюдается порфировидная микроструктура с гипидиоморфнозернистой основной массой. Фенокристаллы в данных породах размером 2-4 мм представлены серицитизированными, соссюритизированными лейстами кислого плагиоклаза. В основной массе всех кислых пород преобладают зерна размером 0,3-1,5 мм, представленные серицитизированным плагиоклазом либо калиевым полевым шпатом, в меньшем количестве развит кварц, хлоритизированный биотит, отмечаются единичные зерна роговой обманки с характерными шестиугольными сечениями. Единичные изометричные зерна рудного минерала практически полностью замещены лимонитом, отмечаются акцессорные минералы (титанит, циркон, апатит).

В пределах описываемого района комплекс представлен Мульгинским и Канзыбинским массивами, а также массивом горы Воронок (абс. отм 787,7 м) непосредственно на Джебской площади[9].

Мульгинский массив с площадью около 7 км кв. обнажается в нижнем течении реки Мульга, левого притока р. Кизир. В плане массив имеет овальную форму, вытянутую юго-восточном направлении. Центральная часть массива фиксируется относительным понижением магнитного поля от +200 нТл до +100 нТл. Предполагается падение тела на запад, где наблюдается локальная до +4 мГал остаточная аномалия поля силы тяжести и фиксируются аномально высокие значения магнитного поля. Массив сложен диоритами первой фазы и умереннощелочными гранитами 3-й фазы комплекса. В контактовой зоне породы интенсивно скарнированы, особенно на участке Мульгинского железорудного месторождения. Скарны по составу пироксен-гранатовые, амфибол-гранатовые, амфибол-пироксеновые, гранат-эпидотовые[9].

Канзыбинский массив площадью 75 км^2 находится в междуречье Канзыба-Джебь,

приурочен к центральной части кольцевой вулканоплутонической структуры. В физических полях плутон четко фиксируется градиентной изрезанной положительной аномалией магнитного поля с несколькими эпицентрами интенсивностью от 300 нТл до 1700 нТл. В поле силы тяжести восточная часть массива фиксируется локальными аномалиями от +2 мГал до +4 мГал, западная – отрицательной аномалией до –6 мГал и повышением гамма поля до 12 мкР/час. Форма массива - лакколит. В массиве выделены три фазы внедрения. Первая фаза представлена диоритами с реликтами габбро, реже монцодиоритами (22%), и фиксируется в южном и юго-западном флангах. Вторая сложена кварцевыми диоритами, гранодиоритами, реже кварцевыми монцодиоритами (23%), четко прослеживается непрерывной полосой во внешней зоне интрузива, подчеркивая концентрически-зональное внутреннее его строение. В третью фазу выделены умереннощелочные граниты и граниты нормальной щелочности, реже плагиограниты. Вмещающими породами являются карбонатная балахтисонская свита нижнего кембрия, туфогенно-осадочная осиновская свита среднего кембрия, вулканиты имирской свиты ордовика. Восточный и западный контакты крутые (60-70%), с падением под вмещающие породы, южный контакт пологопогружающийся. Северо-западная часть массива срезана разломом. Для массива характерны мощные (до 1,5 км) контактовые ореолы роговиков кварц-полевошпатового состава с роговой обманкой, биотитом, титанитом, магнетитом, а также скарны сложного состава с магнетитовыми рудами.

В пределах Джебской площади образования буеджульского комплекса представлены массивом горы Воронок (абс. отм. 787,7м) расположенном в излучине р. Джебь севернее ее устья. В плане представляет собой практически изометричное тело 5 км в диаметре с площадью порядка 10 км^2. На юге массив прослежен до верховьев ручьев Дьячковка, Шилов, где имеет сложный изрезанный контур, зачастую осложненный разрывными нарушениями. Массив фиксируется локальной положительной магнитной аномалией интенсивностью до 600 нТл, повышенными значениями гамма-поля до 8 мкР/час и находится в контуре положительной аномалии поля силы тяжести интенсивностью до +2 мГал. Массив горы Воронок сложен габбро и диоритами первой фазы, развитыми по периферии массива, кварцевыми сиенитами и граносиенитами второй фазы, в эндоконтактах отмечаются кварцевые монцодиориты. Прорывает туфогенно - терригенные отложения осиновской свиты среднего кембрия, с которыми имеет активные контакты с широким (до 100-300 м) развитием зоны ороговикования. Падение контактов крутое под вмещающие породы. Форма интрузива интерпретируется как шток [9].

Физические свойства определены для пород второй фазы как наиболее распространенных на площади работ. Кварцевые сиениты, граносиениты имеют плотность

от 2,51 до 2,63 г/см^3, магнитную восприимчивость от 243 до 4865 χ x10^{-5}ед. Си (наибольшие значения характерны более основным разновидностям пород), удельноеэлектрическое сопротивление от 44 до 95 Ом*м, в среднем 70 Ом*м, породы проявляют достаточно высокие показатели поляризуемости от 1,32 до 6,89% в среднем составляя 3,95 %.

Геохимическая характеристика образований комплекса выполнена на основании опробования полотна канав и керна поисковых скважин. На основании этих данных установлена сидеро-халькофильная специализация образований: повышенное относительно кларка содержание серебра, молибдена, ниобия; содержания лантана, бериллия, бора, бария, свинца, циркония, иттрия, фосфора, близки кларковым; содержания титана, олова, хрома, цинка, марганца, меди, ванадия, кобальта, никеля значительно ниже кларковых.

Химические особенности комплекса выражены в наличии двух петрохимических рядов – известково-щелочного и повышенной щелочности (умереннощелочного), причем преобладают породы умереннощелочного ряда, образованных в ходе кристаллизационной дифференциации латитовой магмы.

Учитывая прорыв кварцевыми монцодиоритами массива эффузивов имирской свиты (Восточно-Ирбинский массив), возраст комплекса устанавливается не моложе ордовика[9].

2.3 Тектоника

В пределах описываемой территории выделяется три структурных этажа: нижний, средний и верхний.

Нижний структурный этаж занимает большую часть района. По времени образования, степени дислоцированности и характеру тектонического режима разделен на 3 структурных яруса[9].

Нижний структурный ярус сложен позднерифейскими карбонатно–терригенно-вулканогенными отложениями лысанской, манской и бахтинской свит мощностью более 5000 м, выполняющих Лысанский рифтогенный прогиб (большей частью севернее изучаемой площади). Отложения первого яруса сложнодислоцированы, образуют линейные складки с размахом крыльев до 2,0-2,5 км, которые в свою очередь осложнены складками более высокого порядка, вплоть до гофрировки. Отложения яруса претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой фации[9].

Второй структурный ярус включает в себя дислоцированные терригенно-карбонатные отложения чибижекской, колпинской и балахтисонской свит венда – нижнего кембрия, общей мощностью более 2800 м и среднекембрийские вулканогенно – терригенные отложения вулканогенно - молассовой формации осиновской свиты мощностью около 1800 м слагающие небольшие асимметричные линейные складки с размахом крыльев от 300 м до 1,5–2,0 км с углами падения от 20-30° до 60-70°. Взаимоотношения с нижним ярусом большей частью тектонические, но учитывая более высокую степень метаморфизма и сложный характер дислокаций образований нижнего яруса, а также значительный перерыв в осадконакоплении, вероятно наличие и структурного несогласия между этими ярусами. Условия формирования отложений второго яруса соответствуют относительно мелководному бассейну внутреннего склона островной дуги[9].

Третий структурный ярус образовался в ходе развития вулканической дуги в конце среднего кембрия и включает в себя крупные плутоны габбро-диорит-гранодиоритовой формации (ольховский комплекс), которыми сложена ядерная часть Ольховского поднятия. Именно с этим этапом связано оруденение золото-кварцевой формации района[9].

Средний структурный этаж представлен вулканогенными образованиями имирской свиты ордовика, сыдинской и толтаковской свит нижнего девона, слагающих Южно-Минусинкую и Сыдо-Ербинскую впадины. По времени формирования слагающих образований и по типу тектонического режима, этаж разделен на три структурных яруса[9].

Нижний структурный ярус в Сыдо-Ербинской впадине сложен ордовикскими образованиями имирского вулканического комплекса базальт-трахиандезит-трахириолитовой формации, мощностью 4300 м и породами габбро-монцонит-сиенитовой формации буеджульского комплекса. Отложения с угловым и структурным несогласием, с конгломератами в основании залегают на отложениях нижнего этажа, фиксируя начало континентального рифтогенного этапа[9].

Средний структурный ярус выполнен вулканитами сыдинской свиты трахириолит-трахиандезит-трахибазальтовой формации, мощностью более 800 м. Образования среднего структурного яруса сформированы в условиях наложенных структур продолжающегося рифтогенеза. Ярус отделен от нижнего структурного яруса угловым несогласием.

Верхний структурный ярус представлен красноцветными отложениями терригенной формации толтаковской свиты нижнего девона мощностью до 300 м, которые накапливались в условиях пострифтовых впадин, фиксируя начальный этап

пенепленизации сопровождающийся в мел-палеогеновое время образованием кор выветривания на выровненных поверхностях, по которым формировались золотоносные, марганцевоносные и фосфоритоносные залежи[9].

Южно-Минусинская впадина в пределах района представлена своим северным окончанием и сложена вулканитами и субвулканическими образованиями имирского вулканического комплекса, интрузивными породами габбро-монцонит-сиенитовой формации буеджульского комплекса. Отложения имирской свиты залегают с углами 35-50° и образуют открытые широкие складки. В остаточном поле силы тяжести над породами впадины наблюдается знакопеременное (от-2 мГал до +2 мГал) преимущественно положительное поле, что свидетельствует о широком развитии основного вулканизма. Понижение или увеличение поля силы тяжести связано с интрузивными образованиями различного состава. В центральной части впадины фиксируется интенсивное положительное магнитное поле, создаваемое эффузивами основного состава и интрузивами преимущественно среднего состава[9].

Верхний этаж сложен неогеновыми озерно-болотными красноцветными суглинками каспинской свиты, мощностью до 25 м. Отложения этажа отвечают континентальной молассовой формации и формировались в условиях локальных межгорных впадин. В период формирования увеличилась степень расчлененности рельефа с образованием речных террас и эрозионных уступов, происходит формируется современной гидросети[9].

Разрывные нарушения

В тектоническом строении площади, наряду с пликативными структурами важную роль играют системы сопряженных разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного и меридионального направлений, разделяющие крупные морфоструктуры.

Среди системы сопряженных разрывных нарушений северо-западного направления наиболее крупным является Азыртальский разлом. Разлом имеет дугообразную форму, отделяет Южно - Минусинскую впадину от Сисим – Казырской СФЗ с севера. По морфологии является взбросом с падением плоскости на юг под углом 75°. На поверхности сопровождается полосой тектонических брекчий шириной до 300 метров. На активную роль разлома в неоген четвертичное время указывает приуроченность к нему Каспинской впадины и положение структурно-денудационных уступов. В региональном гравитационном и магнитном полях фиксируется контрастным знакопеременным градиентом. Амплитуда горизонтального градиента гравитационного поля колеблется от

1 мГал/км до 2,3 мГал/км[9].

Система сопряженных разрывных нарушений меридионального простирания прослеживается на лево- и правобережье р.Кизир, по водоразделу рек Джебь-Кизир, вдоль долины среднего течения р. Джебь. В пределах поисковой площади данная система разломов отмечается редкими зонами дробления, рассланцевания, катаклаза. По меридиональному разлому в долине среднего течения р. Джебь граничат отложения балахтисонской и осиновской свит[9].

Четко выражена система разрывных нарушений меридионального простирания в южной экзо- и эндоконтактовой части Ольховского массива. В районе Чибижекского железорудного месторождения вдоль разрывных нарушений отмечается дробление пород, хлоритизация, заливы и апофизы интрузивных пород во вмещающие отложения. В северной экзоконтактовой части Ольховского массива система выражена слабее.

Данная система разломов контролирует размещение мелких проявлений золота в устьевой части р. Чибижек, в верховьях руч. Осипов[9].

Система сопряженных разрывных нарушений северо-восточного простирания контролирует внедрение сиенитов и сиенит-порфиров ирбинского комплекса. В эффузивах имирской свиты в приустьевой части р. Каспа выражена мощным окварцеванием, осветлением эффузивных пород, в районе г. Воронок залечена дайками, в основном среднего и кислого составов. Система сопряженных нарушений северо-восточного простирания контролирует распространение умеренно-щелочных интрузивных образований буеджульского комплекса в районе г. Воронок (абс. высоты 787,7 м).

Нарушения северо-восточного простирания в физических полях выражаются эшелонированными линиаментами, выделенными по линейным градиентам магнитного и гравитационного полей, по смещению линейных аномалий субмеридионального простирания, по линейным отрицательным и положительным магнитным аномалиям и прямолинейным срезам локальных аномалий силы тяжести. По характеру движений нарушения северо-восточного простирания относятся к сбросам или сбросо-сдвигам с падением плоскостей сместитетлей на юг[9].

Я, Чернышов Алексей Иванович, настоящим подтверждаю, что в выпускной квалификационной работе специалиста Четина С. И. на тему «Геологическое строение и золотоносность Джебской площади» имеются неопубликованные данные. В связи с этим не даю своё согласие к размещению работы в полном объеме в Электронной библиотеке (репозитории) ТГУ. К размещению разрешаю следующее:

- титульный лист;
- реферат;
- оглавление,
- общая часть.

Материал изъят в соответствии с п. 3.2 Приложения к приказу № 413/ОД от 24.05.2016 г.

Научный руководитель
профессор, доктор геол.-минерал. наук,
заведующий кафедрой петрографии А. И. Чернышов

Руководитель ООП
Геологическая съёмка, поиски
и разведка месторождений
твёрдых полезных ископаемых,
канд. геол.-минерал. наук, доцент С. В. Максиков

«28» мая 2021 г.

АНТИПЛАГИАТ
ОБНАРУЖЕНИЕ ЗАИМСТВОВАНИЙ

Отчет о проверке на заимствования №1

Автор: svetikchetik@gmail.com / ID: 9201151
Проверяющий: (svetikchetik@gmail.com / ID: 9201151)

Отчет предоставлен сервисом «Антиплагиат» - users.antiplagiat.ru

ИНФОРМАЦИЯ О ДОКУМЕНТЕ

№ документа: 1
Начало загрузки: 28.05.2021 09:36:25
Длительность загрузки: 00:00:02
Имя исходного файла:
2Ispravleno_Chetina_S_I_VKR.pdf
Название документа:
2Ispravleno_Chetina_S_I_VKR
Размер текста: 102 кБ
Символов в тексте: 105000
Слов в тексте: 11962
Число предложений: 899

ИНФОРМАЦИЯ ОБ ОТЧЕТЕ

Начало проверки: 28.05.2021 09:36:28
Длительность проверки: 00:00:05
Комментарии: не указано
Модули поиска: Интернет

ЗАИМСТВОВАНИЯ	САМОЦИТИРОВАНИЯ	ЦИТИРОВАНИЯ	ОРИГИНАЛЬНОСТЬ
28,39%	0%	0%	71,61%

Заимствования — доля всех найденных текстовых пересечений, за исключением тех, которые система отнесла к цитированиям, по отношению к общему объему документа.
Самоцитирования — доля фрагментов текста проверяемого документа, совпадающий или почти совпадающий с фрагментом текста источника, автором или соавтором которого является автор проверяемого документа, по отношению к общему объему документа.
Цитирования — доля текстовых пересечений, которые не являются авторскими, но система посчитала их использование корректным, по отношению к общему объему документа. Сюда относятся оформленные по ГОСТу цитаты; общеупотребительные выражения; фрагменты текста, найденные в источниках из коллекций нормативно-правовой документации.
Текстовое пересечение — фрагмент текста проверяемого документа, совпадающий или почти совпадающий с фрагментом текста источника.
Источник — документ, проиндексированный в системе и содержащийся в модуле поиска, по которому проводится проверка.
Оригинальность — доля фрагментов текста проверяемого документа, не обнаруженных ни в одном источнике, по которым шла проверка, по отношению к общему объему документа.
Заимствования, самоцитирования, цитирования и оригинальность являются отдельными показателями и в сумме дают 100%, что соответствует всему тексту проверяемого документа.
Обращаем Ваше внимание, что система находит текстовые пересечения проверяемого документа с проиндексированными в системе текстовыми источниками. При этом система является вспомогательным инструментом, определение корректности и правомерности заимствований или цитирований, а также авторства текстовых фрагментов проверяемого документа остается в компетенции проверяющего.

№	Доля в отчете	Источник	Актуален на	Модуль поиска
[01]	27,79%	Объяснительная записка http://geokniga.org	03 Янв 2017	Интернет
[02]	0,38%	Объяснительная записка http://geokniga.org	07 Дек 2017	Интернет
[03]	0,21%	http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/services/Download/vtls:000569767/SOURCE1 http://vital.lib.tsu.ru	18 Ноя 2019	Интернет

28.05.2021 Stel