

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации  
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования  
«Иркутский государственный университет»  
(ФГБОУ ВО «ИГУ»)  
**Географический факультет**

Кафедра географии, картографии и геосистемных технологий  
Допускается к защите  
Зав. кафедрой, д-р. геогр. наук, проф.  
\_\_\_\_\_ Т. И. Коновалова  
«\_\_» июля 2020 г.

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА БАКАЛАВРА**  
по направлению 05.03.02 «ГЕОГРАФИЯ»  
Профиль «ОБЩАЯ ГЕОГРАФИЯ»

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБЛАСТЕЙ  
ВУЛКАНИЗМА ТУНКИНСКОГО РИФТА**

Рецензент: д-р. геол.-мин. наук, проф.  
\_\_\_\_\_ Р. М. Семенов

Студент 4 курса очного отделения,  
Группа 6411-ДБ  
Абрамова З. В. Абрамова

Нормоконтролёр:  
\_\_\_\_\_ Л. А. Пичинина

Руководитель: д-р. геогр. наук, проф.  
\_\_\_\_\_ Т. И. Коновалова

Работа защищена:  
«\_\_» июля 2020 г.  
С оценкой \_\_\_\_\_  
Протокол № \_\_\_\_\_

**Иркутск 2020**

# СПРАВКА

## о результатах проверки текстового документа на наличие заимствований

### Проверка выполнена в системе Антиплагиат.ВУЗ

Автор работы	Абрамова З. В.
Подразделение	Географический факультет
Тип работы	Выпускная квалификационная работа
Название работы	ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБЛАСТЕЙ ВУЛКАНИЗМА ТУНКИНСКОГО РИФТА
Название файла	Абрамова_ВКР.docx
Процент заимствования	7.63 %
Процент самоцитирования	0.00 %
Процент цитирования	10.83 %
Процент оригинальности	81.54 %
Дата проверки	11:38:47 25 июня 2020г.
Модули поиска	Модуль поиска ИПС "Адилет"; Модуль выделения библиографических записей; Сводная коллекция ЭБС; Модуль поиска "Интернет Плюс"; Коллекция РГБ; Цитирование; Модуль поиска переводных заимствований; Модуль поиска переводных заимствований по elibrary (EnRu); Модуль поиска переводных заимствований по интернет (EnRu); Коллекция eLIBRARY.RU; Коллекция ГАРАНТ; Модуль поиска "ИГУ"; Коллекция Медицина; Диссертации и авторефераты НББ; Модуль поиска перефразирований eLIBRARY.RU; Модуль поиска перефразирований Интернет; Коллекция Патенты; Модуль поиска общеупотребительных выражений; Кольцо вузов
Работу проверил	Макаров Алексей Александрович ФИО проверяющего
Дата подписи	<div style="display: flex; justify-content: space-between;"><div style="width: 60%;"></div><div style="width: 35%; text-align: right;">Подпись проверяющего</div></div>

Чтобы убедиться  
в подлинности справки,  
используйте QR-код, который  
содержит ссылку на отчет.



Ответ на вопрос, является ли обнаруженное заимствование  
корректным, система оставляет на усмотрение проверяющего.  
Предоставленная информация не подлежит использованию  
в коммерческих целях.

## Реферат

Выпускная квалификационная работа 37 с., 10 рис., 1 табл., 31 источник.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ВУЛКАНИЗМ, ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ, ТУНКИНСКИЙ РИФТ, СИСТЕМА ВПАДИН ТУНКИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ, МОРФОГРАФИЯ.

Выпускная квалификационная работа направлена на изучение геоморфологических особенностей областей вулканизма Тункинского рифта: базальтовых покровов, лаво-шлаковых конусов, вулканических гряд и холмов. Роль геоморфологии в анализе вулканических структур помогает учесть сложность формирования вулканического рельефа, так как изверженный материал и тип извержения влияют на элементы рельефа.

Объект исследования – вулканические образования.

Цель исследования – сформировать представление о вулканических образованиях Тункинского рифта, характере их территориального распределения и их роли в рельефообразовании.

Методы исследования – описательный, сравнительно-географический, геоинформационного картографирования, петрографический и морфографический.

В качестве источников информации использовались учебники для высшей школы, научные монографии, статьи из энциклопедических словарей, объяснительные записки геологических карт, веб-источники.

## Содержание

Введение.....	4
1 Физико-географическая характеристика Тункинского рифта .....	6
1.1 Геологическое строение .....	7
1.2 Рельеф.....	9
1.3 Климат .....	12
1.4 Внутренние воды.....	14
1.5 Почвенно-растительный покров.....	15
2 Описание вулканических образований Тункинского рифта.....	17
3 Морфологическая характеристика Тункинского рифта.....	26
Заключение .....	32
Список использованных источников .....	34

## Введение

Изучение и анализ рельефа являются основными задачами геоморфологии. Они актуальны и для активного Тункинского рифта, где преобразующей силой являются как эндогенные, так и экзогенные процессы. Среди процессов внутренней динамики особое внимание уделяется вулканизму. Начиная с неогена и заканчивая плейстоценом четвертичного периода территория Тункинской котловины подверглась активному вулканическому преобразованию, в ходе которого сформировались базальтовые покровы, лаво-шлаковые конусы, вулканические гряды и холмы. Роль геоморфологии в анализе вулканических структур помогает учесть сложность формирования вулканического рельефа, так как изверженный материал и тип извержения влияют на элементы рельефа.

Цель исследования: сформировать представление о вулканических образованиях Тункинского рифта, характере их территориального распределения и их роли в рельефообразовании.

Задачи исследования:

1. Дать физико-географическую характеристику Тункинского рифта в части слагающих впадин и горного обрамления;
2. Составить и проанализировать геологическую карту вулканических образований Тункинского рифта;
3. Оценить рельефообразующую роль вулканизма в пределах исследуемой территории.

Объект исследования: вулканические образования.

Предмет исследования: рельефообразующая роль вулканизма.

Географические рамки – юго-западная Бурятия, Тункинская котловина.

Методы исследования: описательный, сравнительно-географический, геоинформационного картографирования, петрографический и морфографический.

Для анализа в работе в основном использовались обзорные тематические монографии и государственные геологические карты, программное обеспечение QGIS и набор модулей к нему.

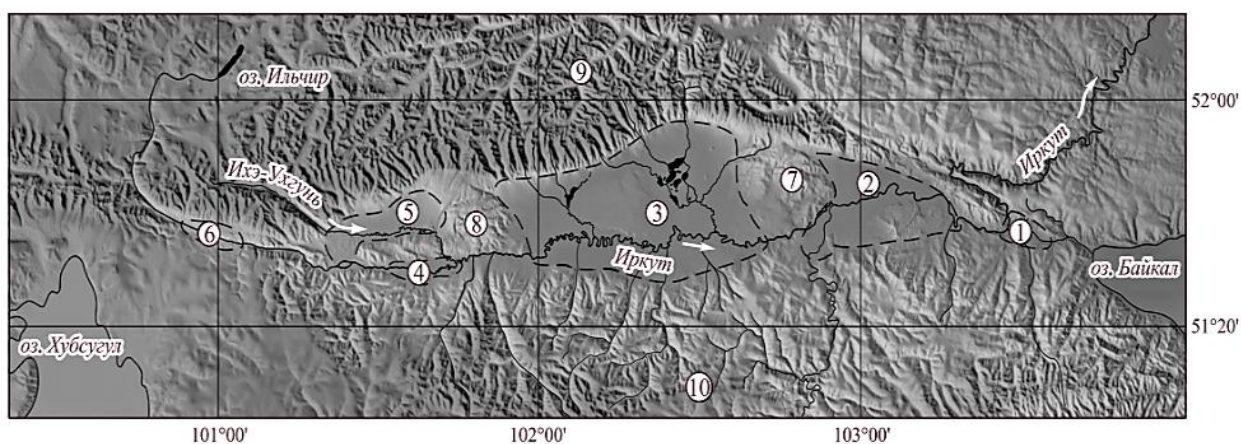
В практическом плане работа может быть реализована в прикладной области, например, в инженерной геологии, касательно решения вопросов строительства объектов в областях современного вулканизма.

## 1 Физико-географическая характеристика Тункинского рифта

Тункинский рифт является продолжением Байкальской рифтовой системы на её юго-западном рубеже. Он входит в систему межгорных понижений гор Восточного Саяна и представляет собой кайнозойскую суходольную долину [1].

С севера котловина ограничена сбросовым уступом – Тункинскими гольцами, с юга – Хамар-Дабанским сводовым поднятием, на западе граница проходит по юго-восточной цепи Восточного Саяна, а на востоке по Култучной долине-грабену (входит в зону Главного Саянского разлома) с выходом на котловину озера Байкал [1, 2, 3].

Тункинскую котловину формируют 6 отдельных впадин байкальского типа (рис 1.1) с их горным обрамлением (северными склонами хребта Хамар-Дабан и южными склонами Тункинских гольцов), разделяющими их низкогорными межвпадинными перемычками (слева направо – Харадабанская, Туранская, Ниловская, Еловская и Зуркузунская) [4].



Впадины: 1 – Быстринская, 2 – Торская, 3 – Тункинская, 4 – Хойтогольская, 5 – Туранская, 6 – Мондинская; межвпадинные перемычки: 7 – Еловский отрог, 8 – Ниловский отрог; хребты: 9 – Тункинские гольцы, 10 – Хамар-Дабан.

Рисунок 1.1 – Схема Тункинской котловины и её горного обрамления [5]

Центральная часть Тункинского рифта состоит из 4 впадин (Туранской, Хойтогольской, Тункинской и Торской) и разделяющих их межвпадинных перемычек (Туранский хребет, Ниловский и Еловский отроги соответственно).

Рифт замыкают остальные 2 впадины Тункинской системы (на востоке Быстринская, на западе – Мондинская), входящие в состав сложно устроенных междурифтовых перемычек. Западнее Туранской впадины рифт начинает резко сужаться. Здесь находится крайняя западная впадина Тункинской котловины – Мондинская, которая на своём северо-западе переходит в глубокую долину-грабен р. Иркут [6].

Все впадины Тункинской котловины имеют разные, но более или менее вытянутые формы. В целом изучаемая территория имеет субширотное простира-ние. Её длина с востока на запад составляет около 200 км, а максимальная ши-рина – 32 км. Морфометрические показатели представлены в таблице 1.1.

Таблица 1.1 – Морфометрические показатели Тункинских впадин [7]

Впадина	Длина, км	Ширина, км	Площадь, км <sup>2</sup>	Интервал абс. высот днища, м	Абс. высоты вершин окружающих гор, м
Быстринская	13	8	50	600-670	1000-1400
Торская	30	10-20	360	600-680	1000-2200
Тункинская	65	25-32	1800	700-780	2000-3200
Туранская	22	3-6	70	840-920	1200-3000
Хойтогольская	33	7-11	270	900-960	1200-3300
Мондинская	25	3,5-5	90	1250-1430	1800-3491

Одной из особенностей рифтовой долины служит то, что впадины распо-лагаются на различных гипсометрических уровнях. Так, высота их днищ посте-пенно повышается с востока на запад, от 600-670 м у Быстринской впадины до 1250-1430 у Мондинской. При этом дно самого опущенного межгорного пони-жения (Быстринской впадины) Тункинской котловины приподнято относи-тельно дна сопредельной Байкальской котловины в среднем на 200 м (456 м – уровень водного зеркала озера Байкал) [6].

### 1.1 Геологическое строение

Территория Тункинской долины в геодинамическом плане, начиная с юр-ского периода и по настоящее время, характеризуется чередованием длительных



(от 20 до 115 млн. лет) эпох растяжения и относительно кратковременных (от 3 до 5 млн. лет) этапов сжатия.

Начиная с плиоцена (3 млн. лет назад) на территории устанавливается рифтовый режим, который длится по сей день [8].

Основная складчатость, сформировавшая территорию долины – Байкальская [8].

Сама Тункинская рифтовая котловина оформилась в обстановке сочетания сбросовых смещений по разломам со сдвиговыми при импульсном проявлении вулканизма от мел-палеогенового рубежа до середины плейстоцена [9].

Тункинское Прибайкалье сложено разновозрастными породами с разнообразным составом. В основании фундамента лежат метаморфические породы докембрия (кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсы) и палеозоя, прорванные архейскими и протерозойскими интрузиями преимущественно гранитного состава [6].

Крайне мало встречаются отложения мезозоя. В основном в этот период оформилась толща коры выветривания. Её можно наблюдать в пределах Тункинской впадины, в основании кайнозойских отложений [6].

В пределах впадин Тункинской котловины древние породы перекрыты осадочными чехлом – палеоген-четвертичными (кайнозойскими) рыхлыми отложениями. Они характеризуются доминированием супесей и песков. Встречаются лёссовидные, флювиогляциальные, ледниковые, гравийно-галечниковые, озёрно-болотные и другие виды отложений.

В Быстринской впадине преобладают флювиогляциальные отложения: пески и супеси. В пойме, руслах рек и их первых террас встречаются аллювиальные галечники и пески. В предгорьях доминируют грубообломочные водноледниковые образования.

Значительная часть Торской впадины сложена зандровыми и аллювиальными отложениями террас.

Одноимённая впадина Тункинского рифта по краевым осям представлена водноледниковыми (на западе) и ледниковыми (на востоке) отложениями. Продвигаясь к центру впадины её слагают аллювиальные, озерно-болотные и зандровые отложения.

Мондинскую впадину в основном заполняют ледниковые отложения. Они залегают на различных гипсометрических отметках. Более поздние аллювиальные отложения вытянуты узкой полосой вдоль р. Иркут.

Остальные впадины (Хойтогольская и Туранская) заполнены аналогично предыдущим – водноледниковыми, ледниковыми, аллювиальными и озерно-болотными отложениями.

Палеоген-четвертичные отложения переслаиваются с неоген-четвертичными базальтами.

В это время шло активное проявление вулканизма, выраженного в формировании базальтовых покровов, туфогенноосадочных толщ и серии шлаковых и лавовых конусов. Основными ареалами распространения неоген-четвертичных базальтов стали водоразделы Хамар-Дабанского свода и межвпадинные перемычки-отроги. В меньшей степени вулканические образования встречаются в днищах самих впадин, за исключением северо-востока дна Тункинской впадины.

## **1.2 Рельеф**

Тункинская система впадин имеет разнообразное горное обрамление. Абсолютная высота окружающих гор в среднем составляет 2000-2100 м, а средняя высота днища самих впадин 860 м, более подробно об этом упоминалось ранее (см. таблицу 1.1).

С севера система впадин ограничена южной цепью Тункинских гольцов, вершины которых достигают 3200-3300 м (рис. 1.2). Причем абсолютные высоты нарастают довольно быстро, становясь максимальными уже на небольшом расстоянии (около нескольких км) от края впадин. Южная цепь гольцов круто (до

30-40°) обрывается в Тункинскую долину высоким уступом, опираясь на наклонную предгорную равнину.

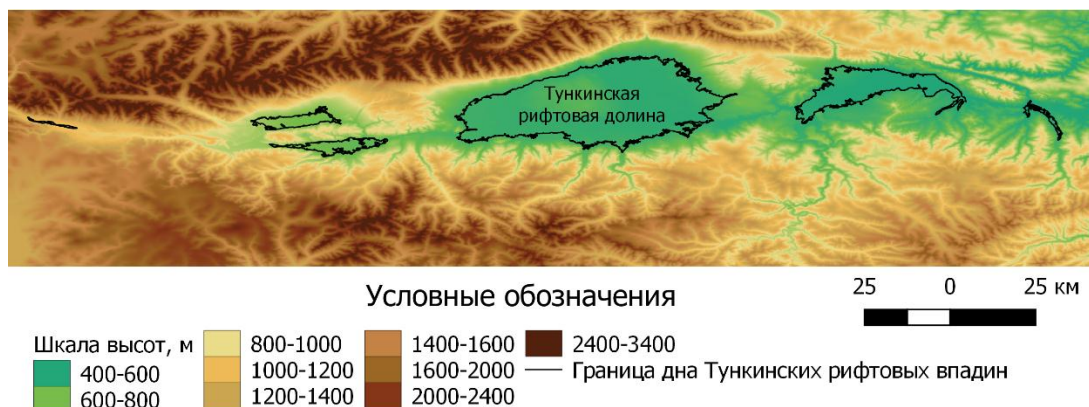


Рисунок 1.2 – Цифровая модель рельефа Тункинского рифта (построена по данным SRTM 3)

Тункинские гольцы сочетают в себе яркие следы горно-долинного оледенения. Это обусловлено его общим альпинотипным обликом рельефа в: троговые долины, кары пирамидальные вершины и скалистые гребни [7, 11].

Морфологический облик, близкий к Тункинским гольцам, имеет хр. Мунку-Сардык с максимальной высотной отметкой в 3491 м [6].

С юга котловину окаймляет массивный среднегорный хребет Западный Хамар-Дабан. Он ниже Тункинских гольцов на 500-700 м. При этом максимальные отметки возвышаются на расстоянии около 30-50 км от границы впадин [12].

Что касается непосредственно рельефа Тункинской рифтовой долины, то он состоит из следующих морфологических элементов: днища впадин, наклонных предгорьев и межвпадинных перемычек.

Главным рельефообразующим сегментом днищ впадин Тункинского рифта является низкая террасированная аллювиальная равнина р. Иркут и его крупнейшие притоки.

Днища Туранской, Хойтогольской и Горской впадин полностью заняты аллювиальными равнинами. В Тункинской впадине равнина прижата к окраинам котловины, в её центре находится песчаный массив-увал (Бадар, именуемый

также урочищем Сосновый Бор) высотой до 150 м и диаметром 15 км, сложенный позднеплейстоценовыми песками [6]. С запада и востока урочище Сосновый Бор окружают озёрно-болотные низины (в частности, Койморские озёра).

В днищах Мондинской и Быстринской впадин господствует увалистый плосковершинный рельеф с доминированием валунных галечников.

Переходную зону от днищ впадин к горам занимают наклонные предгорья. Наклонные предгорья охватывают полосу подножий Тункинских гольцов, Хамар-Дабана и Еловского отрога. В подножии Тункинских Гольцов такими предгорьями служат конусы выноса (шириной 3-5 км и наклоном от 8-10°), сформировавшиеся водотоками. У подножия Хамар-Дабана они представлены волнистыми пологонаклонными поверхностями (сложенными преимущественно песками) и дельтами крупных водотоков. Ширина и наклон предгорной равнины западной части Еловского отрога меньше, чем вдоль фронта Тункинского хребта [6].

Ниловский и Еловский отроги представляют собой низкогорные внутривпадинные массивы. Еловский отделяет Тункинскую и Торскую впадины друг от друга. А Ниловский – Хойтогольскую, Туранскую и Тункинскую впадины.

Основу Еловской перемычки составляет горный массив с пологими юго-западными склонами. Противоположный его склон (северо-восточный) представляет собой крутой сбросовый уступ. Максимальная высота отрога около 1450 м, при этом преобладают высоты чуть выше 1000 м. Южная и юго-восточная стороны представлены увалистым рельефом с высотами менее 1000 м. Большая часть вершинной поверхности покрыта базальтовыми покровами.

Так, на дне Тункинской впадины и прилегающем склоне Еловского отрога располагается около 20 вулканических образований [9]. Самый крупный из них – вулкан Черского, конус которого возвышается более чем на 100 м над подножием.

Ниловский отрог аналогичен Еловскому. Такой же наклонный на юго-запад массив, только более возвышенный. Его абсолютная высота составляет 1694

м. Отрог далеко вдаётся на запад и разделяет Туранскую и Хойтогорьскую впадины друг от друга, называясь в этом месте Туранским хребтом. В отличие от Еловской перемычки, базальтовые покровы здесь бронируют лишь продольную часть отрога.

Таким образом, Тункинская рифтовая долина представляет собой чередование следующих морфоструктурных элементов: системы рифтовых впадин, наклонных горстов, сводового поднятия южного крыла и глыбового поднятия северного крыла. Главной особенностью Тункинского рифта стало: разное гипсометрическое положение впадин (перекос днища), приподнятость над Байкалом, наличие междувпадинных перемычек, вулканическая активность и сейсмичность (в среднем 8-9 баллов по шкале MSK-64), что отличает его от других частей рифтовой зоны.

### **1.3 Климат**

Климат Тункинской котловины отражает географические закономерности, характерные для всей Восточной Сибири, – своеобразие летней и зимней циркуляции воздуха, удаленность и защищенность территории от влияния океанов, выраженный суточный и годовой ход радиации и т.д. Однако сложный рельеф местности с резкими колебаниями высот влияет на формирование микроклимата.

Для изучаемой области характерен резко-континентальный климат. Осенью в результате радиационного выхолаживания интенсивность западного переноса воздушных масс начинает возрастать. Холодные воздушные массы проникают на территорию с севера, северо-запада и северо-востока, вызывая понижение температуры и усиление ветра. Тем самым происходит быстрая подготовка к зимней циркуляции. Зимой в результате выхолаживания и уплотнения воздуха формируется Азиатский максимум. Он характеризуется малым влагосодержанием и устойчивой погодой. Зима холодная и малоснежная. Весна и первая половина лета засушливы, что не сказать про вторую половину лета. Так как летом

поверхность прогревается и образуется циклональная деятельность, приносящая с запада и северо-запада неустойчивую дождливую погоду [13].

Для района также характерно неравномерное распределение количества выпадающих осадков, связанное с расчленённостью рельефа. Воздушные массы, встречая на своём пути преграды в виде горных хребтов, запруживаются. Тем самым наветренные склоны получают значительно больше осадков, чем подветренные. Нередко более 50% годовой суммы осадков выпадает в летние месяцы (июль-август). Наименьшее их количество отмечено для днищ впадин (около 300 мм), в отличие от наветренных склонов хребтов (около 500 мм/год). Различия в объеме выпадающих осадков также наблюдаются в разных частях одной впадины. Например, в Тункинской, где максимально количество осадков выпадает в краевой части впадины на границе с Тункинскими гольцами (около 510 мм/год), а в центральной части их количество составляет 365 мм [6].

Среднегодовая температура воздуха в Тункинском рифте повсеместно отрицательная (от  $-9$  до  $-1^{\circ}\text{C}$ ).

Весной с разрушением Сибирского антициклона направление ветров становится неустойчивым, возрастают скорости ветра, достигая 20-30 м/с. В середине лета помимо преобладающего ветра западного направления, получают развитие слабые южные и восточные ветры, которые приводят к формированию штилевой погоды.

В котловине проявляется образование воздушных противотоков. Резко выраженный ветер западного и северо-западного направления на высоте вовлекает за собой воздух из впадин, вследствие чего он приобретает восточное направление. Так, в высоко расположенной Мондинской впадине преобладают западные ветры, а на дне Тункинской – восточные [6].

Ещё следует отметить, что на формирование исследуемой территории большое влияние оказывает экспозиция склонов. Летнее нагревание становится

причиной местной циркуляции. Днём прогретый воздух поднимается по склонам, а ночью уже холодный, спускается с них, покрывая днища котловин. Такое явление обуславливает большую амплитуду суточного хода температур [14].

#### **1.4 Внутренние воды**

Гидрографическая сеть исследуемой территории принадлежит к бассейну р. Ангары и оз. Байкал. Для рек характерна малая водность в зимний период и большая в летний. Зимой многие реки часто перемерзают.

Основной водной единицей района является р. Иркут (принадлежит бассейну р. Ангары). Общая длина реки составляет около 500 км. Своё начало Иркут берет от слияния двух рек – Белого Иркута, стекающего с горного массива Мунку-Сардык, и Черного Иркута, истоком которого служит оз. Ильчир в Тункинских гольцах. Общая площадь бассейна равна 15,6 тыс. км<sup>2</sup>. Средний годовой расход 140 м<sup>3</sup>/с. Иркут представляет собой бурную горную реку, и только на участке в 55 км от устья он становится относительно спокойным [14, 15].

Главными притоками Иркута, протекающими по территории являются: левые – Енгарка и Тунка (с притоком Кынгаргой), и правые – Туран, Большой и Малый Зангисаны, Улан-Горхон, Зун-Мурэн, Малая Быстрая и Большая Быстрая реки.

Широко распространены озёра. Наиболее обширной и крупной по площади стала группа Койморских озёр и болот, расположенных в бассейне р. Тунки. Второй крупной системой стала Енгаргинская. Такого рода озерные группы являются следствием интенсивных голоценовых (современных) погружений днища котловины в бассейне р. Тунка [11]. На левобережных террасах среднего течения Иркута располагается множество старичных и пойменных озер [16].

Так как Тункинская рифтовая долина является продолжением Байкальской рифтовой зоны (где утончена земная кора), то на поверхность земли выходят термальные источники. В этих местах расположены горноклиматические и бальнеологические курорты – Жемчуг, Аршан и Нилова пустыня.

### **1.5 Почвенно-растительный покров**

Почвенно-растительный покров Тункинской долины весьма разнообразен, благодаря контрастности климата, почвообразующим породам и орографическим условиям.

Самыми распространёнными почвами стали почвы альфегумусового отдела (подбуры, торфяно-подбуры и другие), формирующиеся в лесостепном и лесном поясах высотной поясности на песчаных и супесчаных отложениях [16].

Лесостепной пояс занимают впадины, от Мондинской до Горской, на высотах 1300-720 м – это днище впадин и шлейфы хребтов.

Растительность представлена сосново-лиственнично-березовыми и сосновыми лесами с сообществами луговых степей. На пологих склонах встречаются березовые колки. Сосновые леса имеют четкую верхнюю границу в пределах 1000 м и приуроченность к определенным песчаным массивам, на дерновых слабо подзолистых почвах. Они встречаются в центральной части Тункинской котловины и в долинах р. Иркут и его притоков, на повышенных участках рельефа [17, 18].

Этот пояс отличается сложностью структуры растительного покрова, так как здесь встречается лесная, степная и интразональная растительность, подверженная антропогенному воздействию.

Большие площади занимают луга. Так на днищах впадин распространены луговые и лугово-степные ландшафты. Широко представлены болотные луга. Значительные пространства занимают болота в Тункинской (в пойме р. Тунка) и Хойтогольской впадинах [17].



Речные долины характеризуются своеобразием растительного покрова. Здесь встречаются кедр, лиственница, сосна, ель, тополь душистый и стелящаяся пихта. Ельники имеют ограниченное распространение и приурочены к хорошо дренируемым участкам дерново-подзолистых почв.

Темнохвойные леса (кедровые), как влаголюбивые растения характерны для склонов северной экспозиции. Они встречаются на Хамар-Дабане с высоты 800-900 м до 1700-1800 м. А в Саянах, на южном макросклоне, с 1100 до 1600-1800 м [18].

Степные сообщества тяготеют к нижним частям предгорных наклонных равнин, находящиеся в условиях недостаточного увлажнения, и к высоким террасам.

Горно-таежный пояс представлен преимущественно лиственничными лесами. Произрастают они на высоте от 1100 до 1500-1600 м. Пихтовые и кедровые сообщества располагаются выше 1400-1500 м. Небольшие площади занимают сосновые леса. Смешанные лиственнично-сосновые леса с примесью кедра распространены в предгорьях [1].

На крутых склонах горного обрамления впадин встречаются подбуры и торфяно-подбуры, приуроченные к сосновым, лиственничным и смешанным лесам.

На поверхности вулканических туфов формируются охристые подтипы почв с большим содержанием вулканического стекла.

Под хвойно-мелколиственными лесами на продуктах выветривания базальтов преобладают серые лесные почвы. Они занимают локальные участки и приурочены к юго-западным, юго-восточным и южным склонам северного макросклона хр. Хамар-Дабан [1, 16].

## 2 Описание вулканических образований Тункинского рифта

Территория Тункинского рифта подвергалась активной вулканической деятельности, которая началась ещё в домиоценовый (предорогенный) период развития и сопровождала развитие рифта практически на всех его этапах формирования (вплоть до предголоценового возраста) [19, 20, 21].

Предорогенный период характеризуется двумя циклами развития вулканизма: позднемел-палеоценовым и эоцен-олигоценовым.

Первое проявление вулканизма исследователи относят к позднему мелу – началу палеоцена. Наиболее ранние извержения подтверждены датировкой базальтов в центральной и восточной частях Тункинской рифтовой долины.

В центральной части котловины в пределах среднего течения р. Хобок (Еловский отрог) нашли базальтовые обнажения возрастом около 70-73 млн лет. Так же в пределах этого отрога в верховьях р. Ахалик был обнаружен вулканический покров начала олигоцена (35 млн лет).

Что касается восточной части рифта, то здесь на перемычке между Торской и Быстринской впадинами находится покров верхнеолигоценового возраста с датировкой пород в 23-24 млн лет [20].

Цикличность проявления вулканизма связана с активизацией юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы (т. е. территории Тункинского рифта).

В первый (позднемел-палеоценовый) цикл, извержения начинались в Тункинской долине, а затем охватывали территории хребта Хамар-Дабан и бассейн Джиды. Далее вулканизм вновь сокращался со смещением к рифтовой долине. Между первым и вторым циклом было вулканическое затишье (длившееся более 20 млн лет, то есть весь отдел эоцена).

Во время второго цикла (эоцен-олигоценового), извержения в пределы исследуемого района пришли с сопредельной территории – Западного Забайкалья. В то время наметилось общее смещение вулканической активности с Запад-

ного Забайкалья в Юго-Западное Прибайкалье. Причиной смещения вулканической активности послужила тектоническая активность, которая сместилась к северо-западу, в окраинную часть рифтовой зоны (а именно в пределы Торско-Быстринской перемычки).

Таким образом, позднемел-палеоценовые структуры субширотного простираения уступили место развитию олигоценых северо-восточных структур [22].

Последующий цикл развития вулканизма затрагивает непосредственно сам орогенный период, т. е. послеолигоценовый (или неоген-четвертичный), который сопровождается резким усилением неотектонических движений.

В это время происходят массовые излияния лавы. Центром извержений становится краевая часть Сибирской платформы. Затем центр вулканической активности смещался к юго-востоку (вдоль края Сибирской платформы) и к западу от него [20].

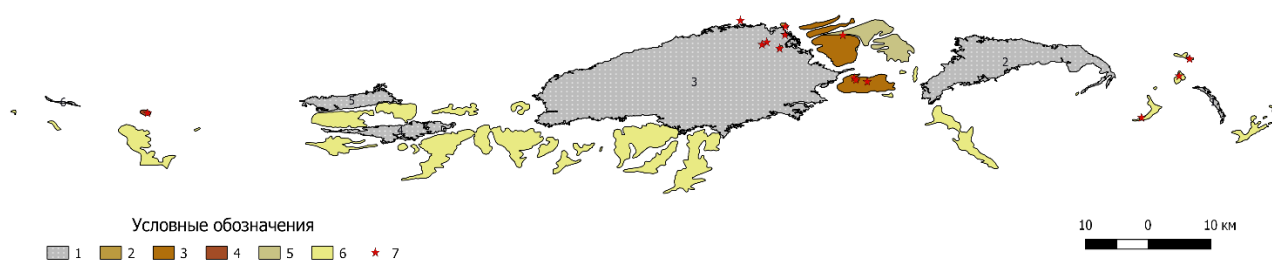
Так сформировался ряд вулканитов послеолигоценовой (неоген-четвертичной) системы, где излияния базальтовых лав происходило в 2 этапа: в миоцене (массовые центральные и трещинные излияния) и в четвертичном периоде с максимумом в межледниковую эпоху [6].

На основе геологических карт СССР Восточно-Саянской серии [23] листов М-47-V, М-47-VI, М-48-I и М-48-II масштаба 1:200000 была составлена карта основных вулканических структур Тункинской котловины (рис. 2.1).

На карте имеется ряд впадин Тункинского рифта, слагающие и обрамляющие их вулканогенные образования. Граница впадин проведена только по их обособленному дну.

Неогеновая система представлена распространением тиссинских базальтов и танхойской свитой.

Тиссинские базальты слагают обширные пространства, начиная от западного окончания рифтовой долины заканчивая восточным.



1 – Впадины Тункинского рифта (1 – Быстринская, 2 – Торская, 3 – Тункинская, 4 – Хойто-гольская, 5 – Туранская, 6 – Мондинская); Четвертичная система: 2 – Средний и верхний отделы: Туфы, 3 – Средний и верхний отделы: Базальты; 4 – Нижний и средний отделы: Бий-Хемские базальты и туфы; Неогеновая система: 5 – Миоцен. Танхойская свита. Базальты. Вулканогенные образования, основного состава, преимущественно лавы, 6 – Тиссинские базальты плато, оливиновые с вулканогенными образованиями, основного состава, преимущественно лавы; 7 – Потухшие вулканы.

Рисунок 2.1 – Карта основных вулканических структур Тункинской долины (составлена по данным государственной геологической...)

Они распространены на северном водоразделе реки Черный Иркут, в южном борту Мондинской котловины. Мощность базальтовых покровов колеблется здесь от 50 до 200 м. Они обладают зеленовато-черным и темно-серым цветом, имеют мелкозернистое строение и разделяются на плотные и пористые. Нередко наблюдается послойное чередование пористых и плотных базальтов, что указывает на многократность их излияния. Возраст тиссинских базальтов определяется как миоценовый на основании найденной в линзе глин, залегающей в нижней части базальтового покрова по р. Тиссе, и миоценовой флоры [24].

Тиссинские базальты получили распространение и на водоразделах в северных отрогах Хамар-Дабана, в Туранском хребте и Ниловском отроге. В этих местах наиболее широко представлены оливиновые базальты. Мощность базальтовых покровов резко меняется на коротких расстояниях, что обусловлено неровностями древней добазальтовой поверхности, и колеблется от первых десятков метров до нескольких сотен метров. Базальтовые породы встречаются также в виде даек базальтовых порфиритов.

Базальты также можно наблюдать на Торско-Быстринской (Зыркузунской) перемычке. Здесь базальтовый покров протягивается от перемычки к прилежащему склону Хамар-Дабана на южном плече Тункинского рифта. На северном

же плече рифта базальты перекрывают водораздел в Зыркузунской петле Иркуты. За пределами Быстринской впадины (на восточном её окончании) находится Комарский базальтовый покров [20].

Второй отдел неогеновой системы представлен танхойской свитой. Помимо базальтов она сложена другими образованиями – песчаниками, алевролитами, песками, глинами и бурыми углями. Ею выполнена преимущественно Тункинская впадина и Еловский отрог.

В Еловском отроге выходы пород танхойской свиты известны по рр. Хобок, Улунтуй и Ахалик. Здесь залегают оливиновые базальты общей мощностью 200-250 м. Базальтовые покровы разделены красными пузыристыми шлаками и наклонены на запад в сторону Тункинской впадины.

В Тункинской впадине вулканогенная толща танхойской свиты представляет собой переслаивание базальтов с терригенными породами (глиной, песчаниками, песками). Мощность отдельных базальтовых потоков колеблется от нескольких метров до 80 м.

Вулканические структуры четвертичной системы состоят из нескольких отделов: нижний-средний и средний-верхний.

Нижний-средний отдел представлен Бий-Хемскими базальтами и туфами (рис. 2.2), которые известны по р. Хулугайше (левый приток Иркуты). Базальтовые породы представлены преимущественно буровато-желтоватыми туфами, содержащими обломки вулканического стекла и шлаковидного базальта. Их размеры достигают 1-2 м в диаметре.



Неогеновая система: 1 – Тиссинские базальты плато, оливиновые с вулканогенными образованиями, основного состава, преимущественно лавы; Четвертичная система: 2 – Нижний и средний отделы: Бий-Хемские базальты и туфы; 3 – Потухшие вулканы.

Рисунок 2.2 – Фрагмент карты основных вулканических структур, окаймляющих Мондинскую впадину (обозначена синим цветом; составлена по данным государственной геологической...)

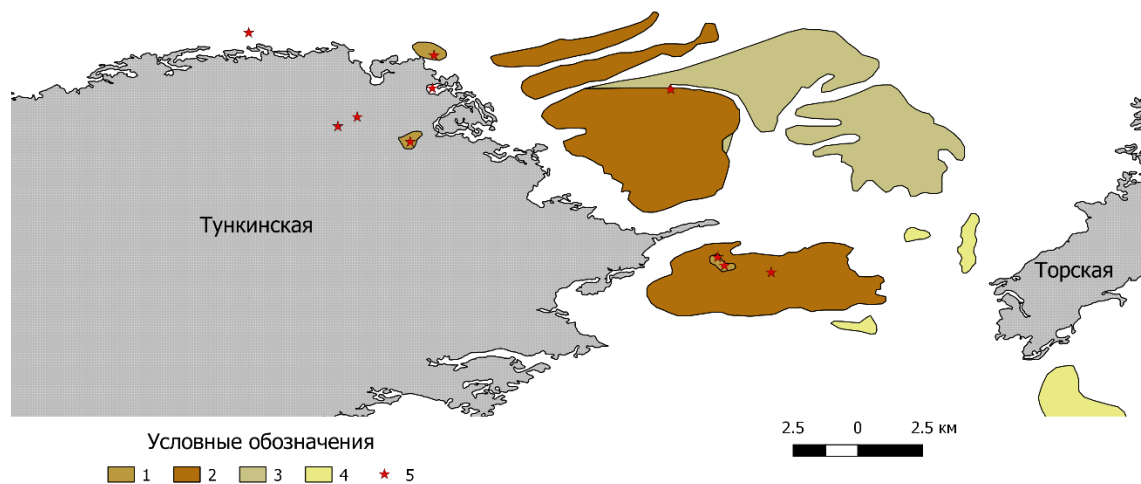
Ареал туфов протягивается вверх по р. Хулугайша на расстояние около 400 м. Дальше они перекрываются ледниковыми отложениями. Вниз по реке туфы сменяются базальтами (прослеживаются на несколько десятков метров).

Средний-верхний отдел характеризуется распространением туфов и базальтов плейстоценового возраста. Они известны на западном склоне Еловского отрога, на северо-востоке и востоке Тункинской впадины (рис. 2.3).

Мощность базальтов в этом месте составляет около 200 м. К центральной части впадины они выклиниваются.

Покровы базальтов представляют собой остатки ранее больших базальтовых полей. Чаще всего они слагают водораздельные пространства, реже – склоны отдельных хребтов или вершин.

В рельефе базальтовые покровы выражаются в виде ровных, слегка волнистых пространств (равнин и котловин, расположенных на разных гипсометрических уровнях).



Четвертичная система: 1 – Средний и верхний отдел: Туфы, 2 – Средний и верхний отдел: Базальты; Неогеновая система: 3 – Миоцен. Танхойская свита. Базальты. Вулканогенные образования, основного состава, преимущественно лавы, 4 – Тиссинские базальты плато, оливковые с вулканогенными образованиями, основного состава, преимущественно лавы; 5 – Потухшие вулканы.

Рисунок 2.3 – Фрагмент карты основных вулканических структур Торской и Тункинской впадин (составлена по данным государственной геологической...)

Что касается потухших вулканов, то они встречаются не только в пределах дна впадин, но и в межвпадинных перемычках (см. рис. 2.1, 2.3).

Большинство вулканических построек относят к шлакам или спумолитовым лавам вместе с туфами. Они представляют собой отдельные лавово-шлаковые конусы (значительная часть которых представляет перемещенные лавовыми потоками остатки разрушенных вулканических конусов), гряды и холмы. Размеры их небольшие, высота до 50 м. Самым высоким считается вулкан Хараболдок (120-125 м), расположенный в восточной части наклонной равнины Тункинской впадины.

Вулканические образования выходят на поверхность в северо-восточной части дна Тункинской впадины (окаймляют её восточную часть наклонной равнины, выходя в горное окружение) и прилегающем склоне Еловского отрога (в его западной части). Здесь вулканов насчитывается около 20 обособленных образований и обнажений. Также вулканы встречаются в 3-х км от устья р. Хулу-

гайша, в пределах распространения Бий-Хемских базальтов и туфов (вулканический аппарат – диатрема). И на перемычке между Быстринской и Торской впадинами.

Выступы вулканических структур неоген-четвертичной системы, главным образом, приурочены к сложному тектоническому строению исследуемой территории. Сложность тектонического строения заключается в том, что описываемый район находится на стыке крупнейших структурных элементов – это Алтае-Саянская и Саяно-Забайкальская (Хамардабанская карельская складчатая система) геосинклинальные области, а также Сибирская платформа. Причем подвижные пояса неоднократно испытывали тектономагматическое преобразование. В кайнозойе такая активизация привела к формированию глубоких асимметричных впадин байкальского типа с крутыми северными и пологими южными бортами (сводовыми поднятиями). Такие впадины рассматриваются как сочетание синклинальных прогибов со структурами рифтового типа [4]. Амплитуда опускания дна впадин значительна. Например, в пределах дна Тункинской впадины она достигает 5000 м (с учетом высот горного обрамления).

Сами тектонические структуры отделены друг от друга разломами. Важное значение оказывают кайнозойские разрывные нарушения (которые наследуют древние глубинные разломы), протягивающиеся с запада на восток, вдоль южного склона Тункинских гольцов и северных отрогов Хамардабанского свода [25].

Наибольшее развитие получили разломы северо-западного и северо-восточного направлений – Главный Саянский, Тункинский и Слюдянский разломы.

Главный Саянский разлом является наиболее крупным дизъюнктивным нарушением региона (северо-западного направления) и представляет собой краевой шов Сибирской платформы отделяющий её от Алтае-Саянской складчатой области.



Тункинский разлом является лишь южным ответвлением Главного Саянского разлома. В рельефе представляет уступ (Тункинские гольцы) со значительным перепадом высот (1,5-2 км). Морфологически является сбросом. Флоренсов относит заложение сброса к нижнему палеозою. Разлом протягивается в широтном направлении, местами осложнен поперечными молодыми разломами меридионального простирания. Именно поперечные разломы послужили причиной создания путей для подъема и излияния четвертичных базальтовых лав по территории Тункинского рифта.

Слюдянский разлом аналогично Тункинскому представляет собой ветвь Главного Саянского глубинного разлома.

Само распространение базальтовых покровов приурочено к отдельным тектоническим блокам (так называемым глыбам). В пределах Мондинской впадины вулканические образования лежат на дислоцированных породах докембрия и нижнего палеозоя (Хонголдайская глыба, обрамленная крупными разломами). Глыба сложена хангарульской толщей, слагающей осевую часть и северные склоны хр. Монго. Толща представлена хангарульскими гнейсами и кристаллическими сланцами. Небольшой их ареал расположен на правом берегу р. Иркут у пос. Монды [25].

Начиная от пос. Монды и заканчивая южной оконечностью оз. Байкал по территории Тункинского рифта протягивается Тункинская антиклинальная зона, включающая в себя выходы архейских структур [26].

В пределах Мондинской, Туранской, Хойтогойской и Тункинской впадин выходы базальтов представлены следующими блоками: Хонголдайским (северное крыло Тункинской антиклинальной зоны), Хамардабанским (южное крыло) и Ниловским (центральное положение в антиклинальной зоне). Здесь архейские складки имеют субширотное простирание и осложнены более мелкими асимметричными складками.

Хамардабанский блок состоит из хангарульской толщи, слюдянской и шарыжалгайской серий [26].

Наибольшее распространение базальтовых покровов приурочено к Хамардабанскому и Ниловскому блокам, которые ограничены не только кайнозойскими, но и палеозойскими разломами (они независимы от складчатых структур и распространены во всех докайнозойских комплексах пород) [26].

В Тункинской и Торской впадинах (разделенных перемышкой Еловского отрога) встречаются архейско-нижнепротерозойские складчатые структуры, представленные в виде Тункинско-Хамардабанской (в неё входит южный склон Тункинских белков, Еловский отрог и Хамар-Дабан) и Главной Восточно-Саянской антиклинальных зон.

Неоген-четвертичные базальтовые толщи в Еловском отроге залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте и сложены в пологие складки северо-восточного простирания. Базальтовые покровы здесь появились аналогично другим территориям Тункинского рифта, в которых активизировались древние разломы и наряду с ними заложились кайнозойские.

Из вышеизложенного следует, что Тункинский рифт сопровождается большим количеством разломов (разрывных нарушений), которые простираются параллельно системе Тункинских впадин. Большинство древних глубинных разломов (байкальских и каледонских) активизировались в эпоху рифтообразования территории. Наряду с разломами древнего заложения встречаются кайнозойские (молодые) разрывные нарушения. Они располагаются, в самих пределах рифтовых впадин и в обрамляющих их горных сооружениях.

К данным тектоническим образованиям приурочены неоген-четвертичные базальтовые покровы (распространенные по всей территории Тункинской долины).

Так проявление вулканизма оказало значительное влияние на современный облик системы впадин Тункинского рифта и его межвпадинных перемышках, сформировав своеобразный вулканический рельеф.

### **3 Морфологическая характеристика Тункинского рифта**

Ранее было высказано, что территория Тункинского рифта подвергалась активному вулканическому воздействию (как домиоценовому, так и после), которое оказало значительное влияние на современный облик системы рифтовых впадин.

Современный вулканический рельеф на территории котловины возник в результате молодого (неоген-четвертичного) вулканического преобразования, в ходе которого сформировались базальтовые покровы, лаво-шлаковые конусы, вулканические гряды и холмы.

Исходным рельефом Тункинской котловины послужил добазальтовый миоценовый пенеппен. В конце миоцена на территории появились глубокие трещины (разломы) в земной коре, которые стали причиной создания путей для подъема и излияния базальтовой лавы. Излияния происходили неоднократно [27].

Таким образом, накопление вулканитов происходило в достаточно сложных структурно-тектонических условиях (вдоль разломов была заложена система впадин Тункинского рифта, а позднее, в результате поднятий окружающих гор и погружения впадин, древние поверхности выравнивания были выведены на разные отметки гипсометрического уровня и прорезаны речными системами). В это время сформировался комплекс фаций (пирокластических, эффузивных (покровных), субвулканических и вулканогенно-осадочных), слагающих вулканический рельеф. Новейшие тектонические движения земной коры привели к накоплению и захоронению вулканических фаций в системе впадин Тункинского рифта и к частичному уничтожению базальтовых покровов на северном склоне Хамар-Дабана [28].

В современном рельефе выделяются 2 типа изверженных базальтовых покровов: четвертичные (долинные) и неогеновые (вершинные).

Базальтовые покровы «долинного типа» широко развиты в Тункинской впадине, где заполняют речные долины. Распространение «долинных» базальтов

напрямую связано с вулканогенными толщами Еловского отрога и с местными извержениями центрального типа, когда по жерлу (проводящему каналу) из магматического очага расплав поступает вверх под давлением газов и выходит на поверхность через кратер. На поверхности четвертичных базальтов наблюдаются сильно разрушенные кратеры потухших вулканов.

В настоящее время в рельефе Тункинской впадины вулканические аппараты отмечаются в виде отдельных лаво-шлаковых конусов, вулканических гряд и холмов, которые заметно выделяются на ровной поверхности дна впадины (рис. 3.1)

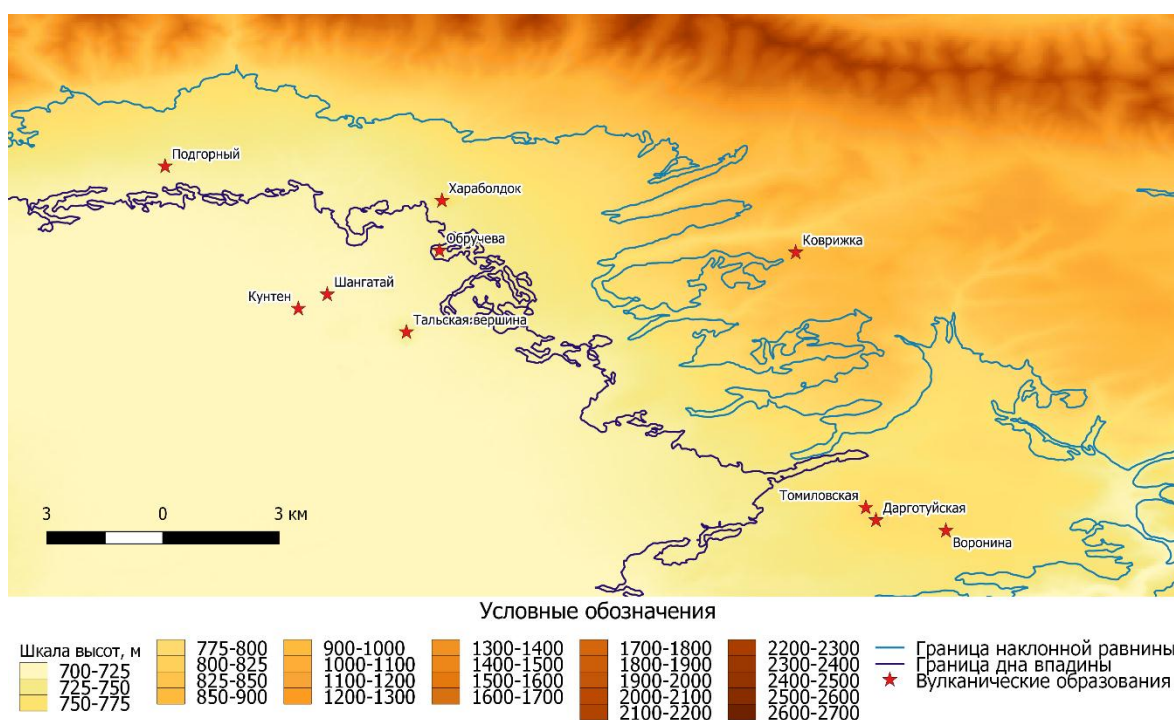


Рисунок 3.1 – Вулканические постройки Тункинской впадины (построена по данным SRTM 3)

Шлаковые постройки преимущественно встречаются в северо-восточной части дна Тункинской впадины (см. рис. 3.1). Также они окаймляют восточную часть наклонной равнины, выходя в горное окружение.

Вулканические гряды и холмы сложены пузыристыми базальтовыми лавами. Часто они переходят в типичные шлаки, вулканические бомбы, местами в агглютинаты и лапилли различных размеров и форм. Их размеры варьируют в

пределах от 2 м до 50 м. Исключение составляет вулкан, находящийся в Тункинской долине недалеко от села Улябор, – Уляборский (называемый также Хараболдок или Черского). Высота образования 120-125 м (рис. 3.2).

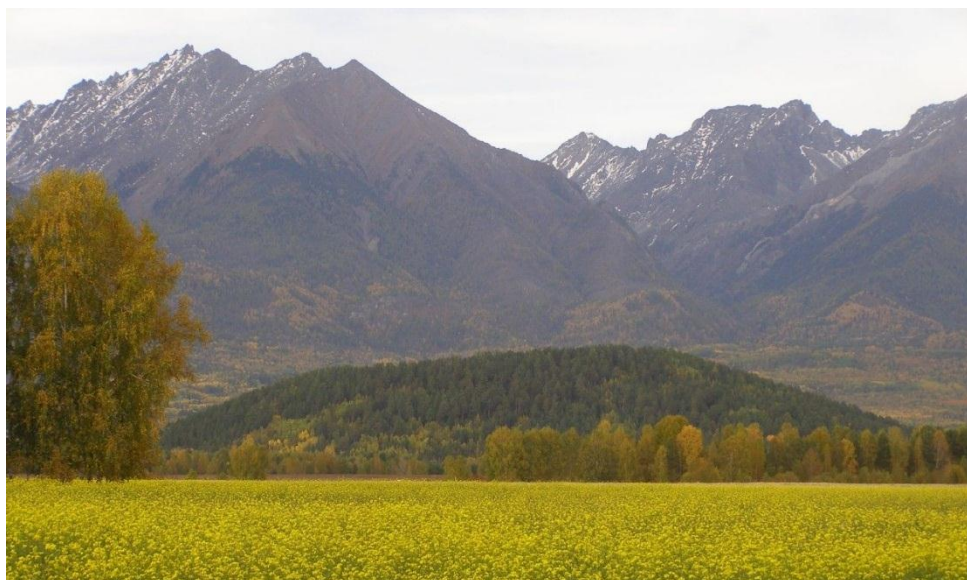


Рисунок 3.2 – Фотография потухшего вулкана Черского [29]

На вершине есть кратерообразное углубление (диаметр которого составляет 90 м) из-за которого с высоты птичьего полета вулкан напоминает подкову (рис. 3.3). В настоящее время вулканическая постройка заросла сосновыми и лиственничными лесами.

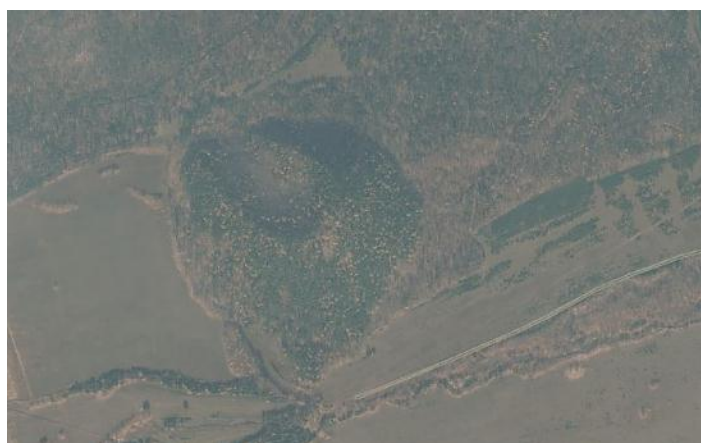


Рисунок 3.3 – Спутниковый снимок вулкана Черского, BingMaps, разрешение ~1 м [30]

Форма вулканических холмов куполообразная с округлой или плоской вершиной (см. рис. 3.2), на некоторых сохранились неглубокие кратеры (см. рис. 3.3) [28].

Собственно, лишь два вулканических образования относят к шлаковым вулканам – Уляборский и Шангатай (Священная гора, Буха-Нойон; рис. 3.4) [28]. В рельефе Буха-Нойон представляет собой плосковершинный холм в болотной низине с отдельно стоящими деревьями на склонах.



Рисунок 3.4 – Фотография вулкана Буха-Нойон (фото сделано автором)

Таким образом, большинство вулканических формаций являются перемещенными лавовыми потоками остатками разрушенных вулканических конусов (рис. 3.5). Образование, указанное на рисунке, находится вблизи озёрно-болотной низины (Койморские озёра), за селом Хурай-Хобок. По толще изверженных пород видно, что извержения носили многократный характер, так как хорошо видна слоистость. Вулканическая постройка представляет собой разрушенный шлаковый холм древнего вулкана с выходом туфа. В пределах холма можно наблюдать вулканические бомбы размерами до нескольких метров.



Рисунок 3.5 – Безымянный разрушенный вулканический конус (фото сделано автором)

Что касается районов с преобладающими поднятиями, т. е. распространения «вершинных» базальтовых покровов (северные склоны Хамардабанского свода, Туранский хребет, Еловский и Ниловский отроги), то для них характерно накопление эффузивных и субвулканических фаций.

Здесь базальты бронируют плоские водораздельные пространства и залегают практически горизонтальной поверхностью, слаборасчлененные, с крутыми ступенчатыми склонами. Отдельные сопки (высотой до 80 м) на поверхности водоразделов встречаются редко, иногда они покрыты сплошной россыпью шлака и глыбами базальта [31]. Распространение неогеновых базальтов связано с линейным (трещинным) типом извержения и приурочено к глубинным разломам субширотного и продольного простирания (Тункинский, Главный Саянский, Слюдянский и др). Изливающийся расплав покрывает большие площади и создает лавовые покровы (в данном случае базальтовые плато), которые в последующем трансформируются, вследствие действия экзогенных процессов (денудации и т.п.).

Базальтовые покровы северного крыла Хамар-Дабана были частично уничтожены во время новейших тектонических движений. Сейчас остатки базальтов

представляют собой денудационные поверхности, расчлененные, в той или иной степени. В рельефе они сохранились в виде отдельных покровов столовых гор, как плосковершинные и куполообразные возвышенности. Базальты залегают на различных гипсометрических уровнях, понижающихся в сторону впадин Тункинского рифта. Здесь же углы наклона базальтовых покровов увеличиваются от 5-10° до 20-30° [27].

В пределах Еловского отрога, лавовые покровы приурочены к его западной части (к бассейнам рр. Ахалик, Иркут, Хура-Хобок и Хобок) на высоте 800-1400 м и плавно погружаются в Тункинскую впадину. Аналогично Хамар-Дабану покровы базальтов Еловского отрога представлены реликтами вулканического плато, которое было разрушено вследствие денудации. В рельефе они представлены небольшими лаво-шлаковыми конусами с ярко выраженными кратерными воронками (вулканы Коврижка и Хура-Хобок). Встречаются так же бескратерные конусы на Ахаликско-Еловском базальтовом плато – это сопки Воронина, Томиловская и Дорогостуйская. Формирование таких конусов послужило завершением вулканической деятельности в Тункинском рифте (поздний плейстоцен – ранний голоцен) [28].

Ниловский отрог и Туранский хребет представлены подобно Еловскому отрогу и хребту Хамар-Дабан. Здесь так же развит среднегорный слаборасчлененный рельеф, для которого характерны невысокие, часто увалистые водоразделы с куполообразными и плоскими вершинами. Единично встречаются остатки вулканических плато.

В пределах Мондинской впадины, а именно на водораздельных гольцах Хамар-Дабана, можно наблюдать небольшие площади базальтов. Так же в восточной части впадины в пределах р. Хулугайша наблюдается вулканическая постройка, описанная, как диатрема Н. В. Лодочниковым, И. В. Беловым и другими исследователями. Постройка имеет сложное туфолововое строение.



## Заключение

В результате исследования получены представления о вулканических образованиях Тункинского рифта, характере их территориального распределения и их роли в рельефообразовании.

В ходе работы был проанализирован ряд литературных источников по теме исследования. В основном использовались обзорные тематические монографии и государственные геологические карты, а также программное обеспечение QGIS и набор модулей к нему. Был сформирован картографический материал, посвященный характеру распределения вулканических отложений и образований в пределах Тункинской котловины.

Исходя из полученного материала можно сделать следующие выводы:

1. Территория Тункинской котловины, характеризуется рифтовым режимом, который установился с плиоцена и продолжается по настоящее время;

2. Начиная с позднего мела и заканчивая ранним голоценом система впадин испытывает активное вулканическое воздействие в связи усиления тектонической активности;

3. Неотектонические движения привели к появлению глубоких трещин (разломов) в земной коре, которые послужили причиной создания путей для подъема и излияния базальтовой лавы;

4. Сформировавшиеся в это время неоген-четвертичные базальтовые покровы стали переслаиваться с кайнозойскими осадочными отложениями;

5. Распространение неоген-четвертичных базальтовых покровов было характерно для всей территории Тункинской долины. Чаще всего вулканогенные образования встречаются на северном макросклоне Хамар-Дабанского свода и в межвпадинных перемычках – в западной части Еловского отрога и продольной части Ниловского. Также нельзя не упомянуть и северо-восточную и восточную окраины Тункинской впадины, где в пределах дна и прилегающем склоне Елов-

ского отрога находится около 20 обособленных образований и обнажений. Вулканические постройки также наблюдаются в пределах Мондинской впадины и на Торско-Быстринской перемычке;

б. В результате вулканического преобразования сформировался вулканический рельеф – базальтовые покровы, лаво-шлаковые конуса, вулканические гряды и холмы. Вулканические образования способствовали поднятию котловин и изменяли рисунок речных сетей.

В результате анализа геоморфологических особенностей областей вулканизма Тункинского рифта можно сделать вывод, что роль вулканизма в рельефообразовании Тункинской котловины значительна, так как данные формы рельефа могут существенно влиять на решение вопросов, касающихся строительства объектов в областях современного вулканизма, а также на ход дальнейшего геологического преобразования котловины.

## Список использованных источников

1. Черкашина А. А. Структура почвенного покрова Тункинской котловины / А. А. Черкашина, В. В. Голубцов // География и природные ресурсы. – 2016. – № 3. – С. 130-140.
2. Щетников А. А. Морфотектоника Юго-Западного Прибайкалья и Прихубсугулья // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2016. – № 3 (56). – С. 134–143.
3. Уфимцев Г. Ф. Рельеф Тункинской межгорной котловины / Г. Ф. Уфимцев, А. А. Щетников, И. А. Филинов // Известия РГО. – 2006. – Вып.3. – С. 56-63.
4. Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. – М; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. – 258 с.
5. Щетников А. А. Проявление гобийского механизма горообразования в Байкальской рифтовой зоне (на примере Тункинского рифта) // География и природные ресурсы. – 2008. – № 3. – С. 31-35.
6. Щетников А. А. Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта / А. А. Щетников, Г. Ф. Уфимцев. – М.: Научный мир, 2004. – 160 с.
7. Выркин В. Б. Общность и различия некоторых черт природы Тункинской ветви котловин / В. Б. Выркин, В. А. Кузьмин, В. А. Снытко // География и природные ресурсы. – 1991. – № 4. – С. 61-68.
8. Тушинский Г. К. Физическая география СССР / Г.К. Тушинский, М. И. Давыдова. – М.: Просвещение, 1976. – 543 с.
9. Кайнозойский континентальный рифтогенез: путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину / С. В. Рассказов, В. А. Саньков, В. В. Ружич, О. П. Смекалин. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. – 40 с.
10. SRTM 3 [Электронный ресурс] // Геологическая служба США: сайт. – URL: [https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2\\_1/SRTM3/Eurasia/](https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/Eurasia/) (дата обращения: 25.05.2020).

11. Комплексная оценка территории Тункинского национального парка: материалы БИРП СО РАН. – Улан- Удэ: Изд-во БИРП СО РАН, 1994. – Т. 1, № 8. – 84 с.
12. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Н. А. Логачев, И. В. Антощенко-Оленев, Д. Б. Баранов [и др.]; под ред. Н. А. Флоренсова. – М.: Наука, 1974. – 359 с.
13. Копосов Г. Ф. Генезис почв гор Прибайкалья / Г. Ф. Копосов. – Новосибирск: Наука, 1983. – 256 с.
14. Белоусов В. М. Физико-географическая характеристика и проблемы экологии юго-западной ветви Байкальской рифтовой зоны: учеб. пособие / В. М. Белоусов, И. Ю. Будэ, Я. Б. Радзиминович. – Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2000. – 160 с.
15. Копанев Г. В. Подземные и поверхностные воды Бурятской АССР. – М.: АН СССР, 1960. – 152 с.
16. Черкашина А. А. Почвенный покров Тункинской котловины и его агрогенная трансформация: автореф.: дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.23 / А. А. Черкашина; Институт географии В. Б. Сочавы СО РАН. – Иркутск, 2016. – 275 с.
17. Мартынова Н. А. Почвы лугово-степной зоны Тункинской впадины и их рациональное использование [Электронный ресурс] / Н. А. Мартынова, Е. Л. Попова // Изд-во Байкальского гос. ун-та. – 2011. – № 1. –URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/pochvy-lugovo-stepnoy-zony-tunkinskoy-vpadiny-i-ih-ratsionalnoe-ispolzovanie> (дата обращения: 05.06.2020).
18. Холбоева С. А. Степи Тункинской котловины (Юго-Западное Прибайкалье) / С. А. Холбоева, Б. Б. Намзалов. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2000. – 114 с.
19. Петромагнитные маркеры вулканических событий в четвертичных отложениях Байкальской рифтовой зоны. Материалы XLVIII Тектонического совещания/ А. Ю. Казанский, Г. Г. Матасова, А. А. Щетников [и др.]. – М.: ГИН РАН, 2016. – С. 138-141.

20. Рассказов С. В. Магматизм Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Наука, 1993. – 287 с.
21. Следы четвертичных вулканических событий в Тункинском Прибайкалье на примере разреза Белый Яр. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса / А. Ю. Казанский, Г. Г. Матасова, А. А. Щетников [и др.]. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. – С. 102-104.
22. Резанов И. Н. К вопросу о добайкальских этапах тектонической активизации / Теоретическая геоморфология. Кайнозой Внутренней Азии: Тез. докл. – Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1989. – С. 93-95.
23. Инфо-ресурсы / Государственная геологическая карта России [Электронный ресурс] // Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского: сайт. – URL: <https://vsegei.ru/ru/info/ggk/> (дата обращения: 01.06.2020).
24. Обручев С. В. Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна // Изд. Всесоюзного геогр. об-ва. – 1946. – № 5-6. – С. 479-498.
25. Геологическая карта СССР. Восточно-Саянская серия. Лист М-47-V. Объяснительная записка. 1:200 000. – М.: Государственное научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр, 1962. – 29 с.
26. Геологическая карта СССР. Восточно-Саянская серия. Лист М-47-VI. Объяснительная записка. 1:200 000. – М.: Изд-во «Недра», 1968. – 27 с.
27. Геологическая карта СССР. Восточно-Саянская серия. Лист М-48-I. Объяснительная записка. 1:200 000. – М.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1971. – 46 с.
28. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / С. И. Шерман, М. Е. Медведев, В. В. Ружич, А. И. Киселев [и др.]; под ред. Н. А. Флоренсова. – Новосибирск: Наука, 1973. – 137 с.
29. Долина потухших вулканов [Электронный ресурс] // Tunkatravel: сайт. – URL: <http://arshan-baikal.ru/vulkany> (дата обращения: 12.06.2020).

30. Вулкан Черского [Электронный ресурс] // Bing: сайт. – URL: [https://www.bing.com/maps?v=2&cp=51.8728~102.5024&style=h&lvl=15&sp=Point.51.8728\\_102.5024](https://www.bing.com/maps?v=2&cp=51.8728~102.5024&style=h&lvl=15&sp=Point.51.8728_102.5024) (дата обращения: 05.06.2020).

31. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Алдано-Забайкальская серия. Лист М-48 – Улан-Удэ. Объяснительная записка. 1:1 000 000 (третье поколение). – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. – 271 с.