Государственный комитет российской федерации
по высшему образованию

Институт географии РАН

04.2005 11335

На правах рукописи

Вдовина Ирина Александровна

# ОЦЕНКА ДЕНУДАЦИОННОГО СРЕЗА Баджальского рудного района морфоструктурным и кристалломорфологическим методами

Специальность 25.00.25 – «Геоморфология и эволюционная география»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель –
доктор географических наук
профессор Д.А. Тимофеев

Москва - 2004

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение ..... 4
Глава 1. Геолого–металлогеническая характеристика района.....10
1.1. Геология района.....10
1.2. Магматизм.....17
1.3. Тектоника .....21
1.4. Металлогения.....36
Глава 2. Основные черты орографии и морфоструктуры .....45
2.1. Орография района .....45
2.2. Обзор представлений о морфоструктурах Приамурья и района исследования.....50
2.3. Основные особенности сводово-глыбовой морфоструктуры района.....55
2,4. История развития рельефа и морфоструктуры.....67
2.5. Морфоструктурные закономерности размещения оруденения.....76
2.5.1. Особенности размещения оруденения.....81
2.5.2. Морфоструктурная позиция рудных узлов и рудопроявлений..85
Глава 3. Методы оценки денудационного среза и масштабности оруденения...97
3.1. Геоморфологические методы оценки денудационного среза .....97
3.1.1. Морфометрические методы .....98
3.1.2 Геолого-геоморфологические методы .....102
3.1.3. Морфоструктурный метод .....103
3.1.4 Методика морфоструктурного исследования и оценки денудационного среза.....104
3.2. Геолого–минералогические методы оценки денудационного среза .....106
3.2.1. Методы прикладной минералогии .....109
3.2.2. Кристалломорфологический метод оценки денудационного среза и протяжённости оруденения .....112
Глава 4. Сравнительный анализ результатов оценки денудационного среза морфоструктурным и кристалломорфологическим методами .....120

4.1. Зональные особенности размещения оруденения ..... 120
4.2. Особенности неотектонического режима ..... 123
4.3. Морфоструктурная оценка денудационного среза ..... 125
4.4. Кристалломорфологическая оценка денудационного среза рудопроявлений и месторождений района ..... 132
4.4.1. Кристалломорфологическая оценка денудационного среза Верхнеурмийского рудного узла ..... 133
4.4.2. Кристалломорфологическая оценка денудационного среза Верхнебаджальского рудного узла ..... 139
4.5. Сопоставление результатов по двум методам оценки денудационного среза ..... 145
Заключение ..... 150
Литература ..... 153

# ВВЕДЕНИЕ

Одним из определяющих факторов существования оруденения является глубина эрозионного среза рудо вмещающего комплекса горных пород.

Рундквист Д.В (1971)

Определение величины денудационного среза - одна из проблем поисковой геоморфологии, решение которой направлено на повышение эффективности геологоразведочных работ. При оценке перспективных площадей и многочисленных рудопроявлений ведущее место занимают две характеристики: содержание полезного компонента и параметры рудного тела или оруденения. Среди параметров главное значение имеют вертикальная протяжённость и размах оруденения, которые во многом зависят от степени эродированности его и сохранности в современном срезе, т. е. от величины денудационного среза. На любой стадии геологоразведочных работ величина денудационного среза является одним из основных критериев перспективности рудопроявления, особенно важно это на начальной стадии.

Для определения величины денудационного среза используется многообразный спектр различных методов: геологических, геоморфологических, палеогеографических, структурно-литологических, минералого-геохимических и других, что еще раз свидетельствует о важности оценки денудационного среза. Такое многообразие указывает также на целесообразность комплексного подхода к решению проблемы денудационного среза с использованием геологических и геоморфологических методов. В последние десятилетия XX-го столетия в практике разведочных работ широкое применение среди геологических методов имели минералого-геохимические методы, среди геоморфологических – морфоструктурный анализ. Совместное применение геоморфологических и минералого-геохимических критериев оценки денудационного среза, содержащих информацию о глубине формирования рудоносного интрузива, рудной зональности, особенностях пострудной тектоники для конкретных локальных рудоносных площадей, позволят получить сопоставимые результаты.

Среди методических приемов в комплексе минералого-геохимических методов эффективно изучение типоморфных особенностей рудных минералов (га-

битуса, состава элементов примесей и других) и их пространственной изменчивости. Кристалломорфологический метод оценки денудационного среза оловорудных проявлений основан на пространственно-временной изменчивости форм кристаллов касситерита.

Среди геоморфологических методов наибольшую результативность имеет широко использующийся морфоструктурный анализ, который хорошо зарекомендовал себя в практике металлогенических исследований геологоразведочных работ. Данные о блоковом строении территории исследования и величине денудационного среза, определенной на основе этих данных, являются одним из критериев оценки перспективности площади. Расширить возможности использования этого метода в рудной геологии с целью выявления морфоструктурных закономерностей концентрации оруденения является актуальной проблемой, особенно в наше время при дефиците материальных и временных ресурсов.

Баджальский рудный район – один из самых перспективных рудных районов. Он детально изучен, но некоторые металлогенические вопросы остаются нерешёнными. Оценка многочисленных рудопроявлений и, в целом, перспективности района с позиции морфоструктурного анализа поможет раскрыть закономерности их размещения и получить ещё более детальную характеристику района.

Актуальность выбранной темы исследования определяется поиском оптимального варианта:

- оценки денудационного среза и критериев для более целенаправленного ведения геологоразведочных работ на разных стадиях,

- разбраковки многочисленных рудопроявлений и выявления скрытого оруденения на базе геолого-геоморфологических данных изученных районов;

- повышения результативности поисково-разведочных работ на базе сочетания и синтеза комплекса методов, направленных на решение одних и тех же задач, в данном случае на определение сохранности оруденения;

-повышения эффективности геологических и геолого-геоморфологических работ в современных условиях с минимальными затратами временных и финансовых средств.

На примере Баджальского оловорудного района, одного из самых интересных на Дальнем Востоке, предлагается вариант комплексного подхода к оценке перспективности рудоносных территорий и разбраковки многочисленных рудопроявлений с применением двух разных методов и сопоставлением полученных результатов.

Цель работы - оценка денудационного среза и определение состояния эродированности рудопроявлений рудного района на основе комплексного подхода с применением морфоструктурного и кристалломорфологического методов.

Для достижения цели автором поставлены следующие задачи:

1. Морфоструктурное районирование территории Баджальского рудного района;
2. Выявление морфоструктурной позиции рудопроявлений для установления критериев локализации оруденения района;
3. Оценка денудационного среза и сохранности оруденения морфоструктурным методом;
4. Кристалломорфологическое изучение касситерита рудопроявлений Баджальского рудного района с целью получения кристалломорфологических критериев оценки денудационного среза рудопроявлений и их перспективности на глубину;
5. Сопоставление результатов комплексной оценки денудационного среза рудопроявлений и перспективности их двумя методами, выявление на этой основе благоприятных критериев для сохранности рудоносных горизонтов в современном срезе и выделение перспективных участков.

Новизна работы заключается в следующем:

1) впервые на основе морфоструктурного районирования проведена морфоструктурная оценка денудационного среза района;

2) определены кристалломорфологические особенности касситерита и на их основе - величина денудационного среза;

3) впервые сделаны сопоставление и анализ полученных двумя разными методами количественно-качественных характеристик величины денудационного среза. В итоге выработаны *критерии комплексной оценки*, позволяющие

использовать их для выявления новых рудопроявлений и поиска «слепого» оруденения.

Основные защищаемые положения:

1 – морфоструктура Баджальского хребта представляет гетерогенное сводово-блоковое поднятие, сформированное в период мезозойской тектоно-магматической активизации;

2 – морфоструктурная позиция рудопроявлений определяется сочетанием кольцевых и линейных морфоструктур; а вывод и сохранность рудопроявлений зависят от величины денудационного среза, определяемого режимом движения отдельных блоков;

3 – кристалломорфологическая эволюция касситерита касситерит-кварцевой формации имеет ту же направленность, что и касситерит касситерит-силикатной формации. Разработанные ранее кристалломорфологические критерии оценки денудационного среза для рудопроявлений касситерит-силикатной формации применимы и для рудопроявлений касситерит-кварцевой;

4 – оценка денудационного среза двумя указанными методами представляет определение перспективных участков на двух уровнях генерализации: на первом - на основе морфоструктурного анализа оценивается денудационный срез рудоносной структуры и рудоносных блоков, на втором – кристалломорфологическим методом определяется величина денудационного среза отдельных рудопроявлений или рудных зон (уровень генерализации при этом можно изменять в сторону увеличения). Комплексирование результатов позволит выделить в пределах рудоносных морфоструктур, рудоносных площадей, рудоносных блоков наиболее перспективные участки, рудопроявления, рудные горизонты, где совпадают благоприятные кристалломорфологические и морфоструктурные критерии перспективности.

В основе работы лежат материалы, собранные автором во время работы в Комсомольской-на-Амуре геологоразведочной экспедиции на территории Баджальского рудного района с 1975 по 1990 г. Полевой материал представлен результатами поисковых маршрутов, документацией горных выработок, образцами и пробами, содержащими касситерит для кристалломорфологического изу-

чения. Изучение кристалломорфологии касситерита проводилось по касситериту из шлихов и «хвостам» бороздовых проб по канавам и штолен и керна скважин. Всего изучено около 700 проб, из них порядка 500 – из месторождения Правоурмийского. Часть кристаллов касситерита была замерена на гониометре под руководством доцента кафедры минералогии и геохимии МГРИ Е.С. Ильменева.

Для морфоструктурного анализа были использованы топографические карты района масштаба 1:2500000, 1:1000000, 1:200000.

Практическое значение работы определяется получением оценки денудационного среза рудного района двумя разными методами и выработкой комплекса критериев, направленных на решение практических задач разбраковки перспективных площадей разного масштаба на разных стадиях геологоразведочных работ. Оба метода не дорогостоящи и не требуют дополнительного оборудования и затрат.

Для получения прогнозной оценки по другим рудным районам можно применить метод аналогий: по установленным морфоструктурным и кристалломорфологическим критериям выделить перспективные участки и блоки в пределах этих районов для первоочередного изучения.

Основные результаты работ в разное время были представлены на научных конференциях профессорско-преподавательского состава МГРИ, Комсомольского и Нижегородского педагогических университетов, на научно-практических конференциях Комсомольской геологоразведочной экспедиции и ДВТГУ.

Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения. Текст диссертации изложен на 162 м.п. страницах, включая 7 таблиц, 26 рисунков. Список литературы состоит из 126 наименований.

Автор благодарен всем своим коллегам, в разное время оказывавшим помощь и содействие в работе над диссертацией. Всем им он выражает глубокую признательность. Прежде всего главному геологу Комсомольской экспедиции кандидату г.-м наук Н.В. Огнянову, первому наставнику в освоении кристалломорфологического метода доктору г.-м. наук Н.З. Евзиковой, первому руково-

дителю работы доктору г.-м. наук, профессору И.Ф. Григорьеву. Огромную благодарность автор выражает доценту кафедры физ. географии НГПУ кандидату г.-м. наук Б.И. Фридману за консультации и помощь в работе, своим друзьям и коллегам Е.Г. и Б.И. Пономаренко, Т.Ф. Щербаковой, А.Ф. Карпузову, С.О. Максимову, Р.А. Мотовиловой, Л.И. Щербак, С.А. Фадееву за поддержку и помощь на всех этапах деятельности, своим детям, проявившим полное понимание и терпеливость, коллективу кафедры физ. географии НГПУ и лично доктору педагогических наук, профессору Н.Ф. Винокуровой. Автор признателен и благодарен за техническое содействие начальнику ЦГИС В.И. Клопотову. и Л.В. Мартыничевой. Автор выражает искреннюю благодарность коллективу лаборатории геоморфологии института географии РАН за помощь и ценные замечания при подготовке работы и доброжелательность. И конечно, самая большая и глубокая благодарность научному руководителю работы доктору географических наук, профессору Д.А. Тимофееву за внимание и постоянную помощь в течение всего периода работы над диссертацией.

# ГЛАВА 1. ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

## 1.1. Геология района

Баджальский оловорудный район находится на территории Солнечного административного района Хабаровского края, в границах Баджальского хребта, протягивающегося в северо-восточном направлении между реками Амгунь, Кур, Горин. Этот район рассматривается как звено Тихоокеанского рудного пояса (Онихимовский, 1973).

Район является частью Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы, входящей в состав Тихоокеанского геосинклинального пояса, и расположен в зоне её сочленения с Буреинским срединным массивом. Зона сочленения в физическом поле Земли выражена субмеридиональной полосой магнитных аномалий и положительными аномалиями силы тяжести (Лишневский, 1968, 1969), что отражает мощную депрессию, расположенную на консолидированном фундаменте, и структурные швы субмеридионального и северо-северо-восточного (сихотэ-алинского) направлений. Зона сочленения имеет ширину 20-40 км и сложена глубокометаморфизованными протерозойскими толщами, отложениями верхнего палеозоя и мезозоя пригеосинклинального прогиба, разбитыми многочисленными нарушениями на блоки.

Пространственно район приурочен к Баджальской вулканической зоне (Майборода, 1978), занимающей центральную часть Хингано-Охотского вулканического пояса (Ициксон, 1958). Вулканическая зона наложена на палеозойские структуры Баджальского (Ванданского) антиклинория, на отдельные блоки Буреинского массива и частично на структуры Горинского синклинория (рис 1).

Исследуемый район имеет сложное строение и длительную историю развития. Большой вклад в изучение геологического строения района внесли М.И. Ициксон, Е.В. Быковская, А.А. Головнева, А.Ф. Майборода, Н.Г. Осипова, В.Я. Беспалов, Н.В. Огнянов, сотрудники научно-исследовательских институтов А.Ф. Болотников, Н.К. Крутов, В.Г. Крюков, Л.И. Щербак, С.О. Максимов и многие другие.

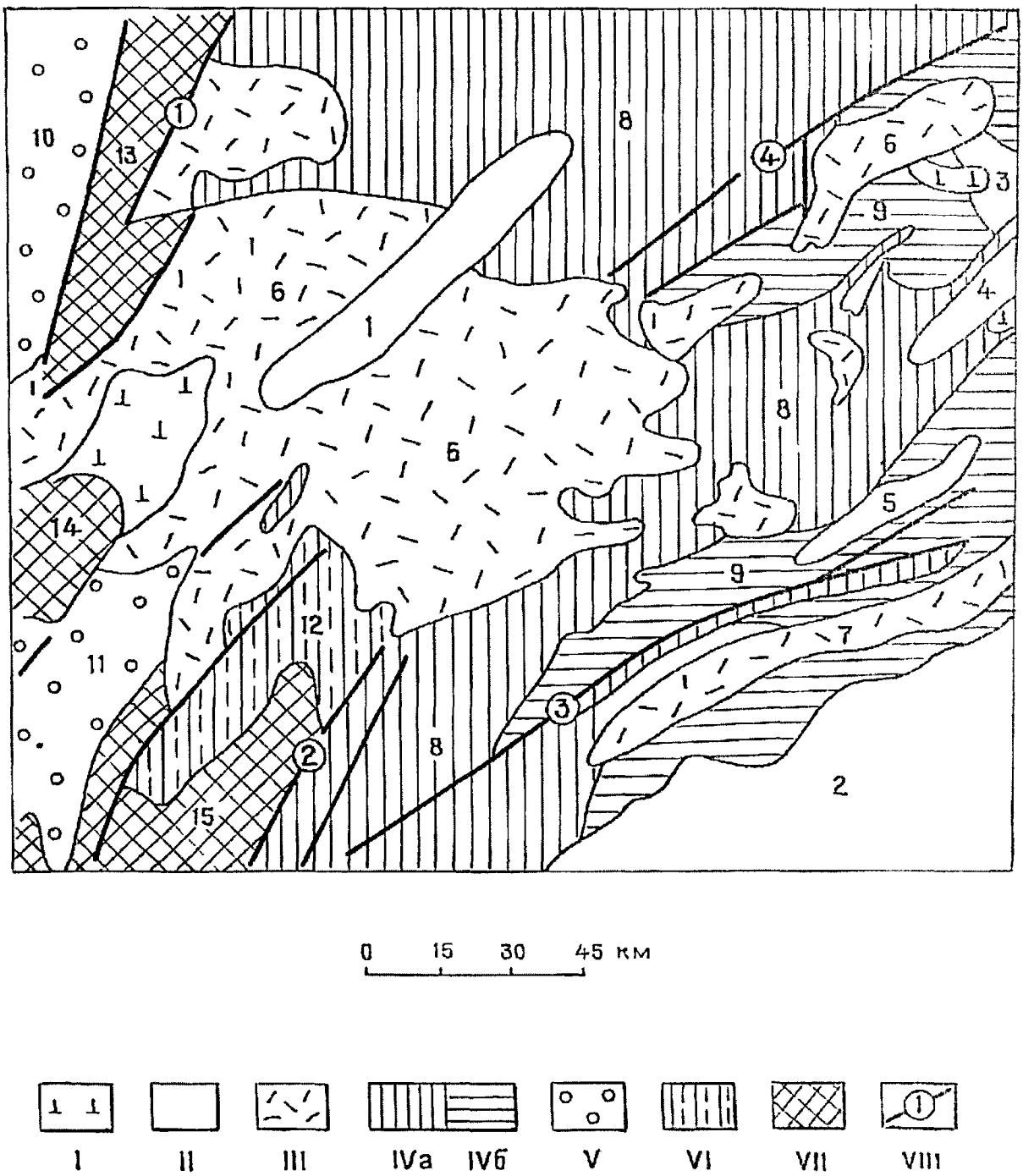



Рис.1. Структурная позиция Баджальской вулканической зоны на территории Приамурья (по материалам В.В. Онихимовского, 1975; Л.И. Красного, 1985; Кулиша и др., 1982).

I – покровы неоген-четвертичных базальтов;

II – мезозойские-кайнозойские континентальные впадины: 1-Верхнеамгунская, 2-Среднеамурская, 3-Хогдинская, 4-Верхнегоринская, 5-Верхнекурская;

III – позднемезозойские-кайнозойские вулканические зоны: 6-Баджальская, 7-Харпинская;

IV – Сихотэ-Алинская складчатая система: 8-Баджальский антиклинорий.

9-Горинский синклинорий;

V – мезозойские наложенные прогибы: 10-Буреинский, 11-Гуджикский;

VI – палеозойские наложенные прогибы: 12 –Урмийский;

VII – выступы фундамента Буреинского массива: 13-Чегдомынский, 14-Гуджальский, 15-Сынчугинский;

VIII – главные разломы (структурные швы): 1-Тастахский, 2-Куканский, 3-Курский, 4-Хинганский

В геологическом строении (рис. 2) участвуют породы разного возраста, слагающие самостоятельные структурные этажи и комплексы: верхнепротерозойский, палеозойский, мезозойский и кайнозойский. Основу геологического строения района образуют породы позднемезозойских магматических образований, слагающие Баджальскую внутриматериковую вулканическую зону (Майборода, 1978, ф), сформированную на осадочных породах домелового возраста. По периферии вулканической зоны на склонах глубоко врезанных речных долин вскрываются докембрийские и палеозойские отложения. Нижние аккумулятивные части склонов и долины рек сложены четвертичными отложениями.

Согласно исследованиям многих авторов (В.В. Онихимовского, Л.И. Красного, Е.А. Радкевич, Н.В. Огнянова, А.Ф. Болотникова, А.Ф. Майбороды и других) Баджальский оловорудный район отнесён к раннегеосинклинальной структурно-формационной зоне. Осадочные породы этой зоны разделены на девонско-раннекаменноугольный, среднекаменноугольно-пермский и позднетриасово-раннеюрский комплексы. Ниже в стратиграфической последовательности приводится описание слагающих район комплексов пород.

**Протерозойский структурный комплекс** составляет основу фундамента Буреинского массива (рис. 2) и картируется в виде фрагментов гранитно-метаморфических куполов. Отдельные блоковые выходы комплекса наблюдаются в юго-западной части района - в бассейнах рр. Сынчуги, Пачан и в верховьях р. Урми. Комплекс представлен различными кристаллическими сланцами (биотит-роговообманковыми, гранат-биотитовыми, гранат-серицит-кварцевыми), которые повсеместно инъецированы интрузиями палеозойских гранитов. Мощность комплекса 1300 – 1400 м (Геология СССР, т. XIX, 1966).

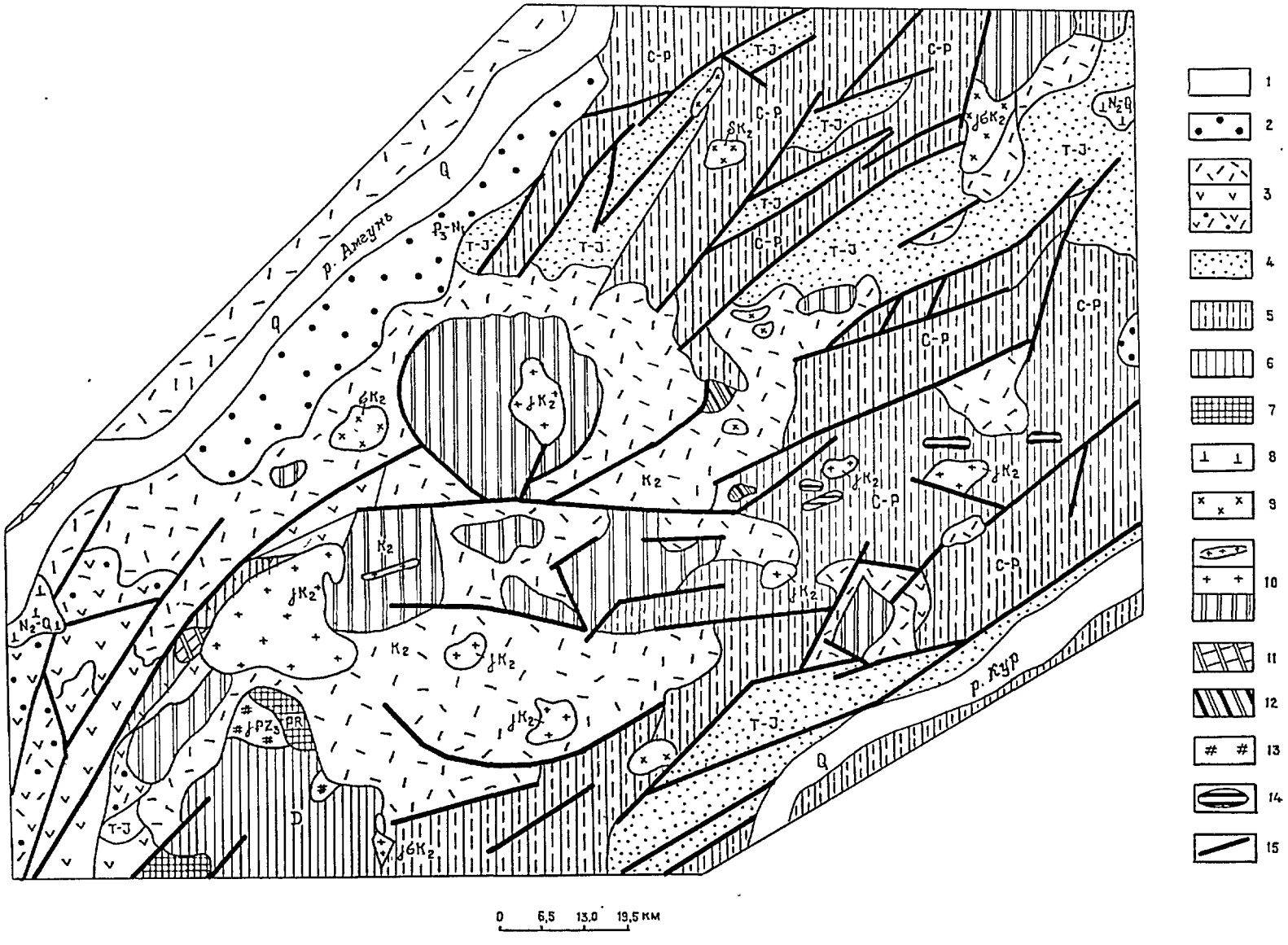



Рис.2. Геолого-структурная схема Баджальского рудного района и прилегающих территорий (по материалам Л.И. Красного, 1991; Г.А. Ткаченко и др.,1990).

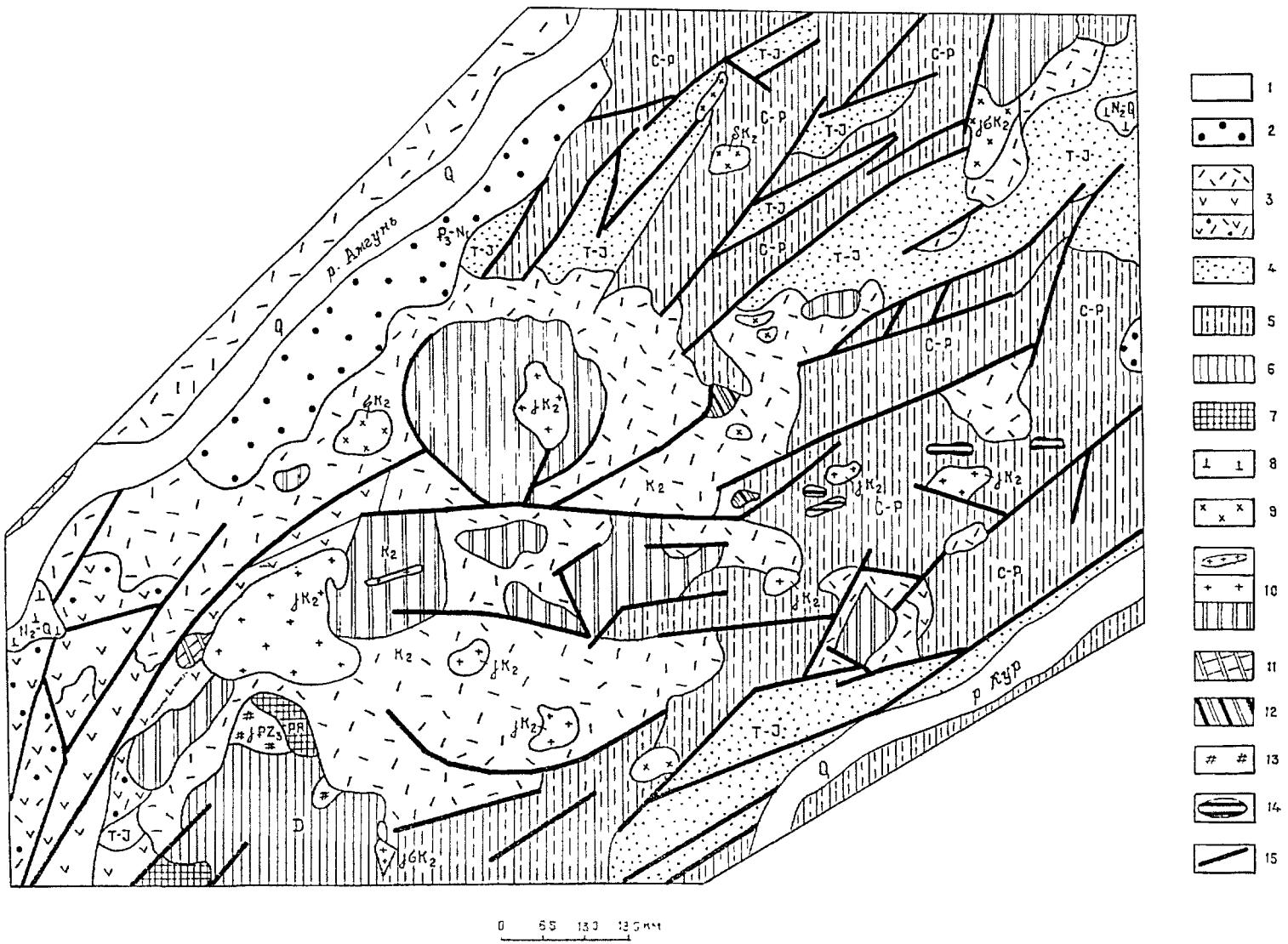



Рис.2. Геолого-структурная схема Баджальского рудного района и прилегающих территорий (по материалам Л.И. Красного. 1991; Г.А. Ткаченко и др..1990).

Условные обозначения к рис. 2.

I - Структурно-формационные комплексы:

1 – четвертичный;

2 – палеоген-неогеновый межгорных впадин

3 – меловой орогенного наземного вулканизма. Формации: а) риолито вая, б) андезит-дацитовая, в) молассовая вулканогенно-осадочная:

4 – позднетриасовый-юрский;

5 – позднепалеозойский (каменноугольно-пермский);

6 – девонский краевого прогиба;

7 – протерозойский метаморфический.

II - Магматические интрузивные комплексы:

8 – неоген-раннечетвертичный субвулканических базальтов и долеритов;

9 – позднемеловой силинский габбро-монцонит-гранодиоритовый:

10 – позднемеловой баджальский гранитный: а) дайки гранитов и гранит-порфиров, б) гипабиссальные интрузии биотитовых гранитов, в) субвулканические интрузии и экструзии риолитов и рио-дацитов;

11 – раннемеловой лакский андезит-диоритовый:

12 – позднеюрский-раннемеловой даянский щелочной;

13 – позднепалеозойский куканский плагиогранитный;

14 – позднепалеозойский субщелочной габбро-диабаз-спилитовый;

15 – основные разломы

**Девонско-раннекаменноугольный структурный комплекс** слагает Урмийский краевой прогиб, заложенный на структуре Буреинского массива. Выходы его на поверхность наблюдаются в бассейнах рек Кур, Урми, Сынчуги. Породы комплекса общей мощностью до 2000 м представлены терригенной карбонатно-туфогенной формацией, сложенные конгломератами, аркозовыми песчаниками и кремнистыми сланцами пачанской свиты и известковистыми сланцами с прослоями песчаников и алевролитов, аркозовыми песчаниками и песчано-глинистыми сланцами ниранской свиты. Породы свит прорваны верхнепалеозойскими интрузиями плагиогранитов и гранитов куканского магматического комплекса (Школьник, Дарбинян, 1959, ф).

**Позднепалеозойский (среднекаменноугольно-пермский) структурный комплекс** слагает ядро Баджальского антиклинория. Комплекс представлен

группой терригенных формаций раннегеосинклинального типа общей мощностью до 10000 м., в составе которой выделены песчано-алевролитовая (до 60%), олистостромовая (до 20%), кремнисто-спилито-диабазовая (до 15%) и карбонатная (до 5%) формации, образованные породами карбона и перми.

Отложения **каменноугольной системы** сложены песчаниками, кремнистыми породами и эффузивами улунской свиты мощностью до 700 м.

Отложения **пермской** системы представлены образованиями нижнего и верхнего отделов. Комплекс вулканогенно-терригенных пород *нижнего отдела* образован конгломератами, песчаниками, алевролитами *ярапской* свиты, кремнисто-глинистыми сланцами, спилитами, диабазами, туфами, туфопесчаниками, известняками *утанакской* свиты, переслаивающимися песчаниками и кремнисто-глинистыми породами *джиакуньской* свиты (Геология СССР, 1966; Запорожцев, 1989, ф).

Породы *верхнего (нерасчлененного) отдела* представлены песчаниками, известняками, алевролитами и пластовыми телами спилитов (Запорожцев, 1983, ф).

**Раннемезозойский (позднетриасово-юрский) структурный комплекс** слагает Горинский синклинорий и представлен терригенными песчаными, песчано-алевролито-конгломератовыми и олистостромовыми отложениями (эвгеосинклинального типа). В отложениях комплекса отмечается возрастание количества вулканогенного материала. Мощность 1600 - 2400 м (Запорожцев, 1983, ф; Геология СССР, т. XIX, 1966).

Породы вышеописанных комплексов составляют фундамент Баджальской вулканической зоны, перекрытый мощной толщей нижне-верхнемеловых вулканитов, прорванных различными по составу интрузивными породами.

**Меловой структурный комплекс** слагает Баджальскую внутриматериковую вулканическую зону (Баджальский вулканоген), представляющую сложнопостроенную вулкано-тектоническую депрессию, наложенную на Баджальское антиклинорное поднятие (Майборода, 1978, ф).

Меловой комплекс составляют вулканиты мелового возраста, представленные риолитовой, андезит-дацитовой и молассовой вулканогенно-осадочной

формациями. В основании разреза этого комплекса залегает вулканогенная грубообломочная моласса, заполняющая грабенообразные впадины на границе структур Баджальской зоны со структурами Буреинского массива на западе и структурами Горинской зоны на востоке. Представлена моласса пресноводно-континентальной толщей туфов андезитовых порфиритов, песчаников и алевролитов *нижнего мела* мощностью до 650 м. Выше залегает толща, состоящая из эффузивов андезитовой формации: андезито-базальтов, андезитов, андезитовых порфиритов и туфопесчаников мощностью до 800 м. Разрез венчают вулканиты кислого состава: дацитовые, рио-дацитовые, риолитовые лавы и игнимбриты. Для последних характерна цикличность, что позволяет объединить покровные фации вулканитов в баджальскую толщу, состоящую из трёх пачек. В основании (нижняя пачка) залегают риолитовые игнимбриты и туфоигнимбриты, распространённые на всей площади района. Мощность их от 200 до 800 м. Их перекрывают (средняя пачка) игнимбриты дацитов и рио-дацитов, видимой мощности до 700 м. Наиболее высокие части гор сложены вновь игнимбритами и туфами риолитов, рио-дацитов и дацитов (верхняя пачка). Весь этот комплекс пород прорывают сопряженные с вулканитами магматические образования верхнего мела.

**Палеоген-неогеновый комплекс** слагает кайнозойские межгорные Верхнеамгунскую, Хогдинскую, Верхнегоринскую и Верхнекурскую впадины, заложенные по периферии вулканической зоны. Отложения впадин имеют субгоризонтальное залегание и представлены олигоцен-миоценовыми терригенными алевролито-песчаными, молассоидными грубообломочными угленосными осадками. Мощность отложений до 1000 м (Варнавский, 1971). Образование впадин связано с кайнозойским этапом рифтогенеза.

Повсеместно структуры всех зон частично перекрываются породами четвертичного комплекса.

**Четвертичный комплекс** представлен различными генетическими типами: аллювиальными, делювиальными, пролювиальными, ледниковыми, перигляциальными и другими. В их составе выделяются верхнее звено неоплейстоцена и современное звено голоцена.

*Верхнее звено неоплейстоцена* представлено аллювиальными отложениями вторых надпойменных террас в нижних частях долин рр. Урми, Ирунгда-Макита, Баджала, Горина, Талиджака и ледниковыми отложениями донных, боковых и конечных морен, распространенных в верховьях всех водотоков. Мощность аллювия 3-10 м, ледниковых отложений 5-35 м. Позднеплейстоценовый возраст пород обоснован споро-пыльцевыми анализами (Мамонтова, 1996, ф; Битюцкая, 1966, ф).

*Верхненеоплейстоценовые - современные* нерасчленённые отложения включают аллювиальные, делювиальные, делювиально-пролювиальные, коллювиально-делювиальные отложения. *Аллювиальные отложения* слагают первые надпойменные террасы в долинах рек Урми, Ирунгды, Ярапа и др. *Делювиально–пролювиальные образования* слагают конусы выноса, приуроченные к ложбинам стоков, к эрозионным распадкам и устьям водотоков. *Коллювиально-делювиальные образования* представлены отложениями подсклоновых валов.

*Современное звено голоцена* образуют аллювиальные отложения поймы и русел рек и ручьёв, делювиальные склоновые и элювиальные образования водоразделов. *Современный аллювий* установлен по долинам всех рек и водотоков и представлен валунами, галькой, гравием с песчано-глинистым заполнителем. В поймах крупных рек (Урми, Ярапа, Баджала, Горина) встречаются песчаные косы. Мощность аллювия от 40 до 70 – 90 м.

Наиболее широко распространены современные *делювиальные образования,* покрывающие чехлом склоны гор и сложенные крупноглыбовым материалом. Мощность делювия достигает 6 – 10 м.

Собственно *элювиальные образования* приурочены к водораздельным частям и представлены глыбами с незначительной примесью щебня и грубозернистого песка с глиной. Мощность элювия 1,5 – 2 м.

## 1.2. Магматизм

В Баджальском оловорудном районе распространены палеозойские и мезозойские магматические образования. Но наиболее широкое развитие имеет

мезозойский магматический комплекс пород, занимающий площадь около 7000 км² (Болотников и др., 1975) и образующий Баджальскую вулканическую зону (вулканоген).

**Палеозойский магматизм**

Палеозойский магматизм представлен позднепалеозойскими куканским гранитным и субщелочным габбро-диабаз-спилитовым комплексами.

Куканский гранитный комплекс наблюдается в южной части района, где небольшие интрузивные тела биотитовых гранитов прорывают породы позднепалеозойского (Д-$C_1$) структурного комплекса.

Габбро-диабаз-спилитовый субвулканический комплекс образуют интрузии диабазов и диабазовых порфиритов и пластовые тела спилитов, широко распространенные в породах позднепалеозойского комплекса.

**Мезозойский магматизм**

Изучением Баджальского мезозойского вулканического покрова в разное время занимались многие исследователи: Е.В. Быковская (1966), А.Ф. Болотников (1975), Н.В. Огнянов (1978), А.Ф. Майборода (1978), В.Я. Беспалов (1981), С.О. Максимов (1978, 1980, 1982) и др.

Наиболее полно изучены магматические образования С.О. Максимовым (1978, 1980, 1982; Вулканические пояса, 1978), объединенные им в четыре самостоятельных комплекса:

1) позднеюрский-раннемеловой даянский пикрит-щелочнобазальтовый
2) ранне-позднемеловой лакский андезитовый;
3) позднемеловой баджальский липарит-гранитовый;
4) позднемеловой силинский андезит-гранодиоритовый.

***Даянский*** **пикрит-щелочнобазальтовый комплекс ($J_3$-$K_1$)** характеризует начало этапа тектоно-магматической активизации. Его составляют пикрит-щёлочнобазальт-трахитовые вулканические породы и комагматичные им интрузии щёлочных габбро-пироксенитов, монцонитов, сиенитов. В районе исследования комплекс представлен гипабиссальной расслоенной интрузией щелочных габбро-монцонитов, обнажающейся на правобережье Лев. Ярапа, где слагает одноименный интрузивный массив. В центральной части массива обособляются

среднезернистые сиениты. Северная часть массива прорвана позднемеловыми аляскитовыми гранитами. По периферии массива установлены маломощные дайки сиенитов и габбро.

***Лакский*** **андезитовый комплекс** ( $K_1$-$K_2$) развит в западной части района. Структурная позиция комплекса определяется приуроченностью его к вулкано-тектоническим депрессиям, заложенным вдоль субмеридионального разлома по восточному краю Буреинского массива. В составе комплекса преобладают андезиты, андезито-дациты при подчиненной роли дацитов и риолитов. Основная часть пород располагается в зоне Урмийского разлома и по правому берегу р. Урми. Экструзивные и субвулканические фации образуют хорошо выделяющиеся в рельефе купола диаметром 0,3 – 1,5 км, сложенные массивными пироксен-плагиоклазовыми андезитами и гранатовыми андезито-дацитами. Плутонические образования прорывают эффузивы и представлены небольшими гипабиссальными штокообразными телами пироксен-роговообманковых габбро-диоритов и диоритов и дайками диоритовых и кварцевых порфиритов.

***Баджальский*** **комплекс ($K_2$)** слагает покров площадью около 5800 км² (80% всей площади Баджальской вулканической зоны) и объединяет эффузивы кислого состава, субвулканические интрузии и экструзии, дайки и плутонические интрузии гранитов и гранит-порфиров. Покров имеет изометричную форму, немного вытянутую в субширотном направлении на 100 км при ширине 80 км. Основание покрова залегает субгоризонтально на абсолютной высоте 700 – 800 м в южной части, постепенно поднимаясь до 1000 – 1300 м на севере. С учётом отметок Баджальского хребта 1700 – 2100 м и с максимумом 2221 м общая мощность покрова определяется в 900 – 1400 м, а с учётом депрессий, возможно, увеличивается до 1600 – 1800 м (Болотников, 1975).

Формирование комплекса обусловлено активизацией внутрисводовых магмовыводящих разломов северо-восточного и субширотного направлений (Хингано-Баджальской группы), служащими основными проводниками магматических расплавов. Экструзивные и субвулканические фации комплекса представлены рио-дацитами, риолитами, дацитами, образующими многочисленные разномасштабные экструзивные массивы, межпластовые и секущие интрузив-

ные тела. Формирование их происходило в три фазы: урмийскую (риолиты, риодациты), орокотскую (андезито-дациты, дациты) и гербинскую (риолиты). По петрологическим данным риолиты урмийской фазы могут быть отнесены к породам, формирующимся на позднеорогенном этапе (Маракушев, Яковлева, 1975; Гоневчук, 2002). Экструзивные массивы слагают вулкано-тектонические структуры кальдерного типа (Гербинскую, Налдынскую и другие). Мощность покровных риолитовых образований составляет около 1000 м. По данным исследований последних лет (Лебедев и др., 1997, 1999; Гоневчук, 2002) возраст баджальского комплекса определен как ранне-позднемеловой.

***Силинский*** **комплекс ($K_2$)** в районе представлен лишь интрузивными фациями, тяготеющими к восточной периферии баджальского вулканогена, где слагают отдельные штоки гранодиоритов и монцонитоидных диоритов и дайки диоритовых порфиритов.. Наиболее крупным из них является шток Рудный. По С.О. Максимову (1982) образование комплекса происходило до становления Урмийского гранитного массива. Однако изотопно-геохронологические данные фиксируют возраст на уровне 79-91 млн лет (Беспалов, 1981; Лебедев и др., 1997).

Магматизм завершается внедрением Урмийского батолита средне-крупнозернистых гранитов, прослеживающегося под всем Баджальским вулканогеном (Максимов, 1980; Лишневский, 1986; Лишневский, Гершаник, 1992), купольные и гребневидные выступы которого отвечают Верхнеурмийскому, Сюигачанскому, Олгосинскому массивам и ряду трещинных интрузий. По петрологическим данным глубина кристаллизации гранитов оценивается около 3 км от палеоповерхности (Гоневчук, 2002). Наиболее крупным интрузивным массивом является Верхнеурмийский, который располагается в верховьях р. Урми. Интрузив имеет изометрическую форму несколько осложнённую выступами в северо-восточной и восточной частях. Ему отвечает гравитационный минимум и низкое значение магнитного поля. Граниты сопровождаются многочисленными дайками и пластовыми телами гранит-порфиров.

В распределении и изменении состава магматических пород наблюдаются элементы зональности. В направлении с юго-запада на северо-восток вдоль оси

гранитного плутона (области разуплотнения) наблюдаются андезиты и гранодиориты лакского раннемелового комплекса, риолиты и граниты баджальского ранне-позднемелового, монцодиориты силинского позднемелового (Линичевский, Гершаник, 1992; Гоневчук и др., 2000).

**Неоген-раннечетвертичный магматизм**

Магматические породы этого комплекса представлены покровами базальтов и дайками долеритов. Они тяготеют к обрамлениям кайнозойских впадин и образуют обширные плато с субгоризонтальным залеганием пород.

## 1.3. Тектоника

Современная тектоническая структура Баджальского района сформировалась в процессе позднемеловой тектоно-магматической активизации, проявленной в западной части Сихотэ-Алиньской складчатой системы и примыкающей к ней восточной части Буреинского массива. Структурную основу тектонического плана составляет Баджальская вулканическая зона (Баджальский вулканоген, Баджальский вулканарий), наложенная на структуры Баджальского антиклинория и частично на структуры Горинского синклинория и Буреинского срединного массива. Огромное значение имеет разрывная тектоника.

### 1.3.1. Основные тектонические структуры

**Буреинский срединный массив** – крупная устойчивая структура, представляющая собой северо-восточный выступ Китайско-Корейской платформы, консолидированная в заключительные стадии байкальской эпохи складчатости (Архангельский, 1937; Геология СССР, т.XIX, 1966; Казанский, 1972; Геология оловорудных…,1986). В его составе выделяются Туранский и Малохинганский блоки и небольшие выступы раннедокембрийского основания: Чегдомынский, Сынчугинский и Гуджальский (рис. 1). Они сложены биотит-роговообманковыми сланцами протерозойско-раннепалеозойского возраста, прорванными интрузиями гранитов и гранодиоритов ранне-позднепалеозойского возраста. Особенности строения и формирования Буреинского массива разными исследователями трактуются по-разному. Но однозначно

но, что этот крупный блок возник в докембрии, а позднейшие деформации его являются следствием проявления тектонических движений в соседних подвижных областях сначала в палеозое, а затем в мезозое.

Буреинский массив характеризуется мозаично-блоковым строением, обусловленным наличием системы различных тектонических нарушений. Блоковая структура его находит отражение в специфике аномального магнитного поля и поля силы тяжести. Восточная граница массива в магнитном поле не фиксируется. Для нее характерно зубчатое сочленение с Сихотэ-Алинской складчатой системой. По зонам глубинных разломов отдельные краевые прогибы проникают в глубь массива.

Глубинные разломы фундамента образуют ортогональную систему планетарных разломов (Казанский, 1966; Хаин, 1973; Волчанская, 1975, 1981; Бельтенёв, 1982; Кулиш, 1982 и другие) и были заложены ещё в протерозойское время. В период консолидации фундамента вдоль разломов сформировались прогибы. (Салун,1978; Смирнов,1976). В дальнейшем, в период формирования соседних складчатых систем древняя сеть разломов неоднократно активизировалась и сопровождалась образованием новых диагональных разрывных нарушений. В пределах Буреинского массива разломы меридионального направления контролируют положение интрузивных тел палеозойского и раннемелового возраста. Разломы северо-западного и северо-восточного направлений определяют размещение позднемеловых вулканитов. В пограничной краевой части массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы блоковые движения по древним разломам выражены флексурообразными перегибами толщ пород, участками повышенной трещиноватости, цепочками интрузий и вулканогенных зон мелового возраста. В Баджальской вулканической зоне отдельные верхние части разломов фундамента длительное время сохраняли активность и фиксировали размещение вулкано-тектонических структур, магматизма и связанного с ним оруденения. Глубинные разломы фундамента по геолого-геофизическим данным имеют крутое падение и сдвиговый характер движений (Кулиш, 1982).

**Сихотэ-Алинская складчатая система** по современным геолого-геофизическим данным представляет складчато-надвиговое сооружение, в кото-

ром палеозойские и мезозойские терригенные отложения шельфа и континентального склона перемежаются с близкими по возрасту вулканогенно-кремнистыми образованиями раннегеосинклинальной стадии (Мартынюк, 2000, ф; Красный, 1996; Вольский, 1999). В пределах складчатой системы выделяются Баджало-Горинское и Приморское звенья, структурными ядрами которых являются антиклинорно-складчато-надвиговые сооружения, примыкающие соответственно к Буреинскому и Ханкайскому срединным массивам. Баджало-Горинское звено подразделяется на Баджальскую и Горинскую структурно-формационные зоны, основу которых соответственно составляют Баджальский антиклинорий и Горинский синклинорий.

**Баджальский антиклинорий** является частью крупного Ванданского антиклинория, включающего кроме Баджальского Кукано-Курский и Ульдуро-Курский антиклинории. Современная структура Баджальского антиклинория представляет сложную систему складчатых форм – от купольных и сундучных до преобладающих линейных, осложнённых продольными разрывами и надвигами. В направлении с запада на восток происходит смена северо-западного и субширотного простирания складчатых структур (Амуро-Охотской складчатой системы) на преобладающее северо-восточное (Сихотэ-Алинской складчатой системы).

Центральная часть Баджальского антиклинория, где развиты вулканогенные образования, характеризуется гравитационным минимумом (рис. 3) и рядом зон повышенных градиентов силы тяжести (гравитационные ступени), отвечающими разломам (Лишневский, 1968, 1969, 1986; Рейнлиб, 1977). Баджальский гравитационный минимум фиксирует область разуплотнения. Глубина подошвы разуплотнения минимума равна 85 км при дефиците плотности по отношению к вмещающим породам 0,09 г/см$^2$. Процессы разуплотнения захватили целиком земную кору. Со всех сторон минимум ограничен гравитационными ступенями, отражающими зоны разломов. Наиболее интенсивной части Баджальского минимума соответствует коровый гранитоидный магматический очаг (Баджальский гранитно-метаморфический купол). Ориентировка изоаномал фиксирует простирание крупных структурных элементов района

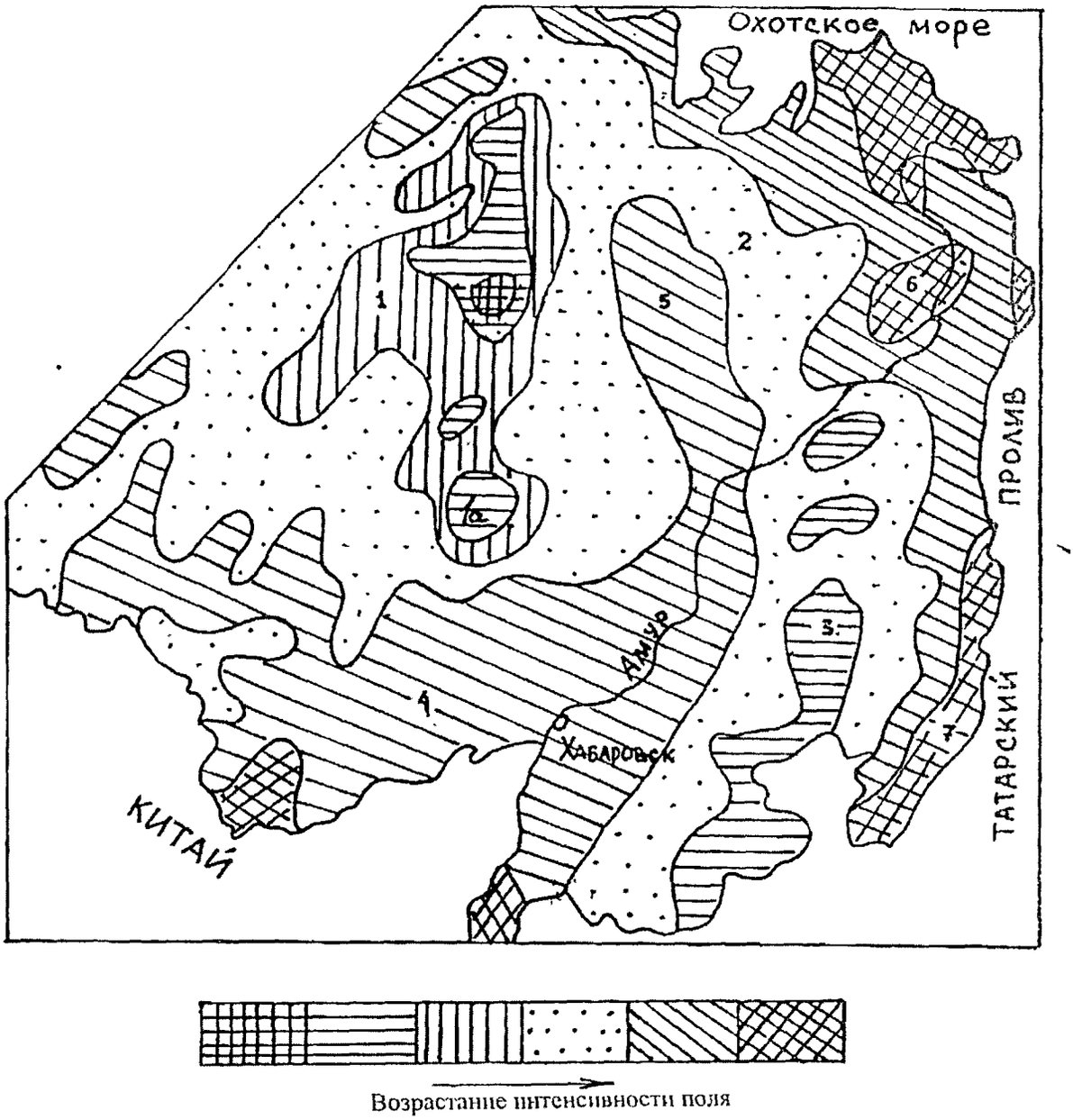



Рис3. Схема аномального гравитационного поля территории юга Дальнего Востока (по Э.Л. Рейнлибу)

Гравитационные минимумы: 1 – Баджало-Тайканский, 1а – Баджальский; 2 – Амуро-Тугурский; 3 – Сихотэ-Алинский; 4 – Среднеамурский; 5 – Амгунский; 6 – Нижнеамурский; 7 – Прибрежный

Геофизическими работами были установлены особенности строения земной коры, закартирована криптобатолитовая часть Баджальского гранитного купола, прослежены зоны глубинных разломов (Лишневский, 1986, 1992). Количественная интерпретация этих данных позволила оценить рельеф кровли

юго-западной части Баджальского гранитного плутона, оконтурить куполовидные поднятия и впадины его кровли (рис. 4).

Современный структурный план **Горинского синклинория** наследует структурный план Баджальского антиклинория. Здесь широко распространены изоклинальные и опрокинутые складки при общем усложнении складчатости в восточном направлении.

**Баджальская вулканическая эона** представляет вулкано-плутоническое сооружение, сформированное в виде гигантского вулканического прогиба, выполненного мощной толщей вулканических образований с комагматичными им интрузивными породами.

Для Баджальского вулкано-плутонического сооружения характерна наибольшая мощность земной коры 42-44 км, уменьшающаяся по его периферии до 38 км. По результатам проведённого в 1974-75 гг. глубинного сейсмического зондирования по профилю г. Комсомольск-на-Амуре - г. Свободный (Потапьев, 1976,ф) мощность осадочного слоя здесь составляет 2-3 км, гранитного слоя - 15-18 км, базальтового – 20-22 км. К западу и востоку от поднятия отмечается уменьшение мощности земной коры за счёт сокращения мощности гранитного слоя. (Мощность земной коры в Горинском синклинории составляет 33 км: осадочный слой около 5 км, гранитный около 10-12 км, базальтовый – 16-18 км. В Урмийском краевом прогибе мощность осадочного слоя меньше 3 км.)

На всех этапах развития исследуемой территории в становлении её геологического и тектонического плана большое значение имела разрывная тектоника. Наиболее крупными разломами, длительно живущими и играющими роль структурных швов, являются разломы, заложенные на границе крупных тектонических структур. К такой категории относятся разломы, разграничивающие Буреинский массив и Сихотэ-Алинскую складчатую систему, а также разделяющие крупные блоки внутри Буреинского массива и крупные поднятия и впадины в пределах складчатой системы.

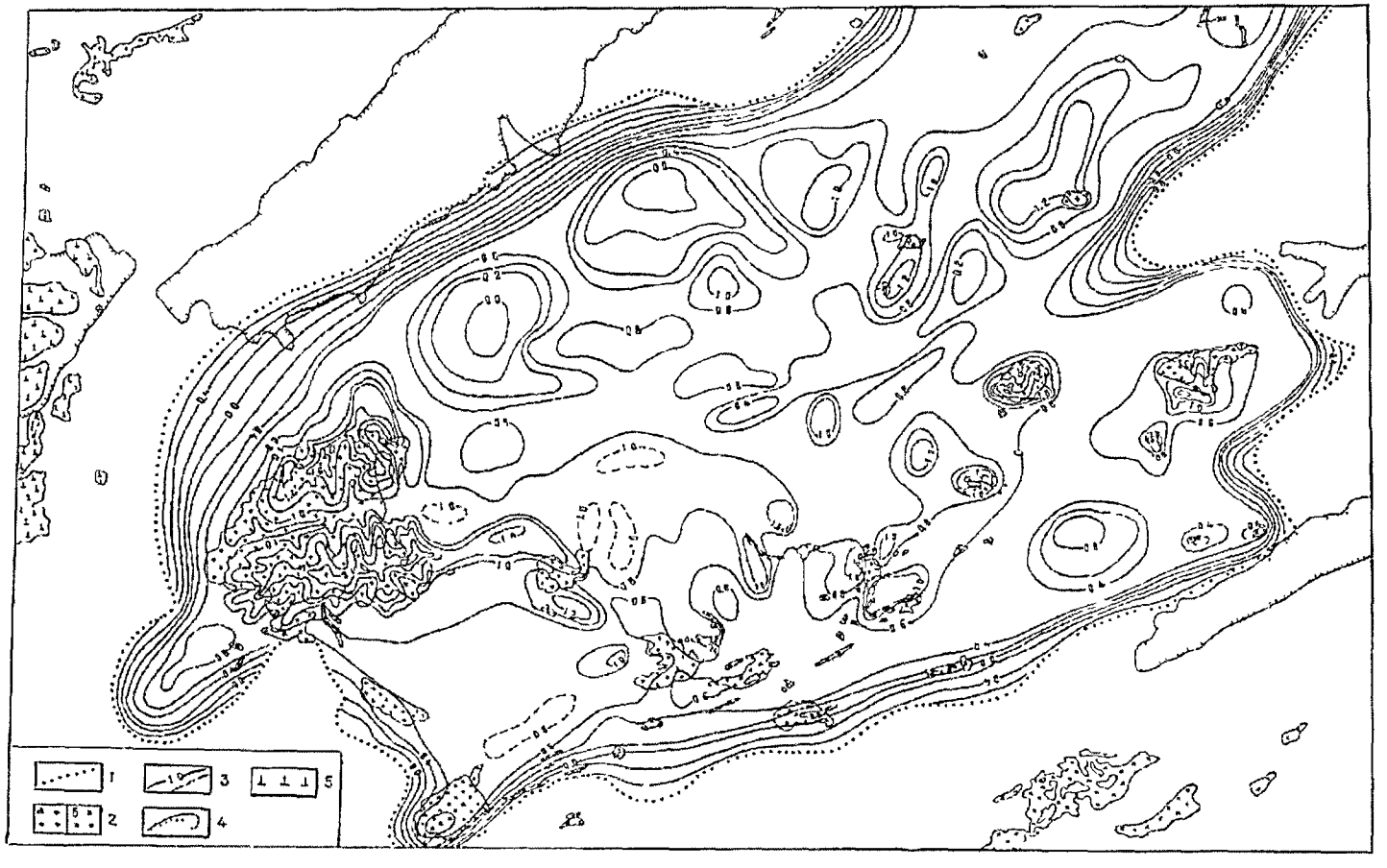



Рис. 4. Карта рельефа кровли гранитов юго-западной части Баджальского рудоносного плутона (по материалам З.И. Лишневского, 1980. 1992). 1 – контур гранитного плутона под вмещающими породами на глубине; 2 – площади выхода на поверхность позднемеловых а) гранитов, б) гранодиоритов и кварцевых диоритов; 3 – изогипсы кровли гранитов (абс. высоты в км): 4 – контуры кайнозойских наложенных впадин; 5 – неоген-четвертичные плато - базальты

В зоне сочленения Сихотэ-Алинской складчатой системы и Буреинского массива крупные структурные швы, состоящие из линейных систем разрывных нарушений, представлены Тастахским, Куканским, Хинганским, Курским глубинными разломами (рис. 1). Они были заложены вероятно до девона, но в более позднее время неоднократно подновлялись, и являются наиболее древними разрывными нарушениями. Вдоль разломов происходили малоамплитудные подвижки, сопровождающиеся становлением интрузивных тел гранитов и гранодиоритов и образованием в вулканических покровах серии сближенных зон дробления и трещиноватости. К отдельным интервалам разломов приурочены центры раннемелового вулканизма, вулкано-тектонические депрессии и прогибы. Амплитуды перемещений по нарушениям, ограничивающим депрессии, составляют от 100-200 м до 1-1,5 км, по разломам в вулканических покровах – от 100-300 до 500 м (Бельтенёв, 1982; Кулиш, 1982).

Тастахский разлом является границей Сихотэ-Алинской складчатой системы и Буреинского массива и отделяет Баджальский антиклинорий Сихотэ-Алинской складчатой системы от Чегдомынского выступа Буреинского массива. Падение его вертикальное на глубину до 140 км. Заложен в палеозойское время. В геосинклинальную стадию развития Сихотэ-Алинской складчатой системы на его месте образовался узкий шовный прогиб меридионального простирания, выполненный вулканогенно-терригенной формацией (Бельтенёв, 1982; Кулиш идр., 1982).

Куканский разлом субмеридионального простирания проходит по долине нижнего течения р. Кукан и служит границей между Мало-Хинганским блоком Буреинского массива и Баджальским антиклинорием (Кулиш, 1982; Бельтенёв,1982). Протяжённость его свыше 500 км, глубина проникновения до 150 км. В физическом поле выражен гравитационной ступенью и отдельными магнитными аномалиями. Это довольно широкая зона, в которой в палеозое был заложен Урмийский прогиб, развивавшийся до среднего триаса. Мезозойские движения обусловили блоковое строение Урмийского прогиба с выводом пород фундамента на поверхность, трансгрессию юрского моря, внедрение интрузивных

тел позднемеловых гранитоидов и формирование вдоль зоны разломов вулканоплутонических построек среднего и кислого состава.

Хинганский разлом разделяет Туранский и Мало-Хинганский блоки Буреинского массива, отличающиеся геологическим строением. К разлому приурочены вулканогенные постройки кислого состава, прослеживаются позднепалеозойские интрузивы гранитоидов и тела диоритов и диоритовых порфиритов. В физическом поле отмечается линейными магнитными аномалиями и минимумами силы тяжести. В мезозое на пересечении Хинганского разлома с Тастахским и Куканским разломами возникла Баджальская вулканическая зона. В северной части (в бассейне р. Горин) разлом разделяет Баджальский антиклинорий и Горинский синклинорий и в рельефе выражен уступом. В северном блоке на поверхность выходят палеозойские образования, в южном – верхнеюрские, что даёт возможность предполагать амплитуду воздымания северного блока не менее 4000 м.

Курский разлом проходит вблизи юго-восточного крыла Баджальского антиклинория. Он имеет дугообразную форму, обусловленную изменением простирания с меридионального на юге до северо-восточного на севере. Протяженность свыше 400 км. Курский прогиб был заложен в верхней перми и развивался до средней юры. Огромные мощности триасовых (до 7000 м) и юрских (более 4000 м) отложений характеризуют активность тектонических движений в мезозое. В кайнозое движения возобновились, но нисходящие, что подтверждается накоплением угленосной толщи в Верхнекурской впадине (Геология СССР, т. XIX, 1966; Кулиш, 1982).

Уликинский (Кулиш и др., 1982) разлом или Верхнегоринский (Майборода, 1977) является юго-западным продолжением Курского разлома и протягивается в меридиональном направлении на 30-40 км юго-восточнее Куканского, где совпадает с юго-западным отрезком долины р. Кур, а далее отмечается цепью гранитоидных интрузий.

### 1.4.2. Тектонические структуры Баджальского оловорудного района

Баджальский оловорудный район пространственно приурочен к одноименной вулканической зоне и находится в пределах границ Баджальского гра-

витационного минимума (рис. 3). Западная граница района проходит по разломам, представляющим фрагменты более крупных глубинных тектонических структур (Восточно-Буреинских), по которым фиксируется граница между Буреинским массивом и Сихотэ-Алинской складчатой системой. С востока ограничен фрагментами разрывов Хорско-Торомской системы. Северная граница прослеживается вдоль Амгуньской депрессии, южная – вдоль Курского глубинного разлома. Все тектонические элементы, ограничивающие район, являются унаследованными. Исследуемая часть Баджальского района совпадает с орографическим положением Баджальского хребта и ограничивается долинами рек Амгунь (северо-запад), Лака-Урми (запад), Пачан, Налдынджа, Ярап, Горин (верхнее течение) (юг), Дуки-Макит, Баджал (восток) и проходящими через них разломами.

Тектонический план района представляет сложное сочетание линейных различного ранга и простирания структур фундамента и вулканоструктур линейного и центрального типа (рис.5).

В районе огромная роль в локализации мезозойских интрузивов и связаных с ними рудных месторождений принадлежит линейным глубинным разломам, представляющие зоны высокой проницаемости горных пород, благоприятные для проникновения рудоносных расплавов и флюидов (Разломы и эндогенное оруденение, 1982). Они отличаются большой протяжённостью и шириной, разнообразными разрывными дислокациями и магматическими телами, характеризуются неоднократным возобновлением тектонических подвижек и связанных с ними процессов магматизма и оруденения. Сеть разломов широтного, меридионального и восток-северо-восточного простирания хорошо выделяется на космоснимках (Онихимовский, 1977). Наиболее полно изучены и описаны разломы рудного района в работе Е.А. Кулиша с соавторами (1982).

Многочисленные системы разломов в районе исследования представлены разрывными нарушениями Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы. Наиболее крупные разломы, определяющие общий тектонический план, простирание основных тектонических структур и орогидрографических элементов, - это разломы северо-восточного простирания.

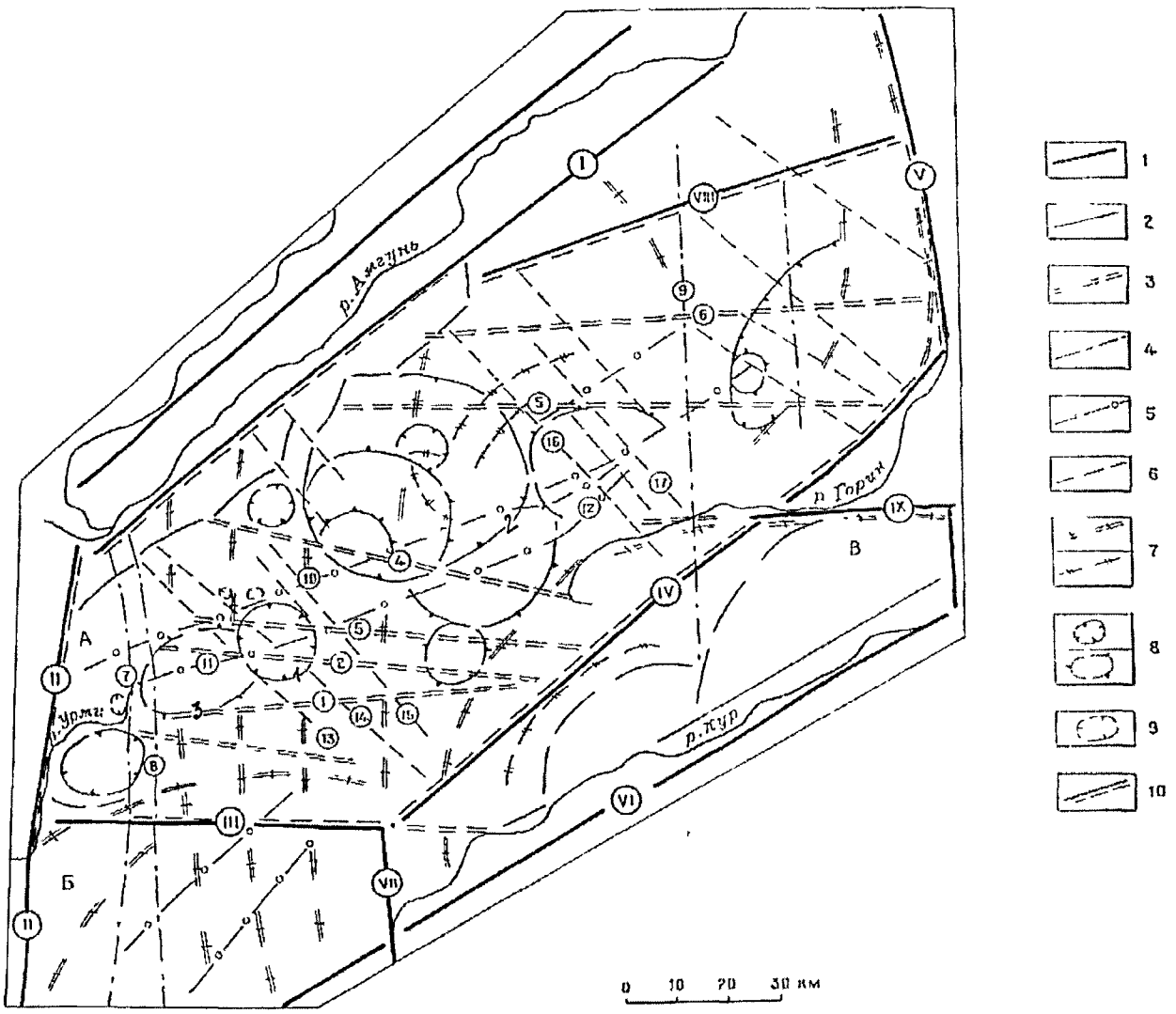



Рис. 5. Схема основных тектонических элементов района (составлена автором с использованием материалов Огнянова, 1976; Кулиша и др, 1982)

1 – крупные структурные швы: I-Амгунский, II - Урмийский, III - Пачан-Кукачанский, IV - Олгосо-Джиакуньский, V - фрагмент Хорско-Торомской группы разломов, VI - Курский, VII - Уликинский, VIII - Дуки-Макитский, IX - Горинский

2 – разрывные нарушения, ограничивающие впадины,

3 – крупнейшие субширотные зоны нарушений и разломы: Ярап-Сюркумская: 1 Урми-Курский, 2 Лесной, 3 Топазовый; Хогду-Хурмулинская: 4-Гербинский, 5-Талиджакский, 6-Левохурмулинский;

4 – субмеридиональные зоны нарушений и разломы: Могдинская группа: 7 - Кадагачинский, 8 - Налдынджанский, 9 - фрагмент Альканского;

5 – северо-восточные зоны нарушений и разломы: 10 - Баджальский, 11 - Верхнесурмийский, 12-Разломный

6 – северо-западные разрывные нарушения: 13 - Могдинский, 14 - Орокотский, 15 - Омотский, 16 - Болоджокский, 17 - Дарьинский

7 – дуговые разломы: а - фрагменты крупных региональных, б – более низкого ранга;

8 - вулкано-тектонические структуры: а) - кальдерного типа 1-Урмийская, 2-Гербинская; б) - купольного типа 3-Верхнеурмийская;

9 - вулканические аппараты;

10 - контур района исследования

Они образовались синхронно складчатости и неоднократно подновлялись в последующее время. Древний структурный план Буреинского массива представлен в районе исследования, широтными, меридиональными и северо-западными разрывами. Разломы северо-западного направления являются несколько более молодыми.

Все разломы, развитые в пределах района, укладываются в следующие системы: субширотные – Ярап-Сюркумскую, Урми-Хурбинскую и Хогду-Хурмулинскую, северо-восточные - Хингано-Баджальскую, субмеридиональные в западной части территории - Буреинскую (Верхне-Буреинскую) и в восточной части - Хорско-Торомскую (Болотников и др. 1975; Огнянов, 1976, Кулиш и др.,1982).

**Субширотные разломы** являются продолжением системы субширотных нарушений, установленных в северном Сихотэ-Алине (Изох, 1966; Салун, 1978; Кулаков, 1979, 1982; Огнянов, 1978). Они выражены зонами субпараллельных разрывных нарушений и поясами мелкой трещиноватости и дробления. В центральной части района контролировали начальные стадии вулканической деятельности. К ним приурочены жерловые фации – крутопадающие плитообразные тела риолитовых игнимбритов, дайки гранит-порфиров, кварцевых диоритовых порфиритов. Они также определили размещение магматических образований даянского позднеюрского-раннемелового магматического комплекса.

Все разломы, относящиеся к Ярап-Сюркумской группе, рассматриваются как линейные вулкано-тектонические структуры. Они контролируют размещение вулканитов риолит-гранитовой формации.

**Северо-восточные разломы** являются самыми крупными, состоящими из серии субпараллельных разрывных нарушений, сформировавшихся в период заложения Сихотэ-Алинской складчатой системы. Они обуславливают вытянутость тектонического района в северо-восточном направлении и контролируют

проявление и размещение магматизма и метасоматоза. В зоне сочленения Баджальского антиклинория и Горинского синклинория разрывы выражены серией кулисорасположенных швов северо-восточной ориентировки. Большая протяжённость разломов, значительная ширина их влияния (Болотников, 1975; Огнянов,1976; Кулиш и др.,1982) свидетельствуют о подкоровом заложении разрывных структур. Их периодическая активизация определила историю района. На пересечении субмеридиональных и северо-восточных разрывов с субширотной Сюркумской системой в период верхнепалеозойской частичной инверсии сформировалось Баджальское блоковое поднятие (Болотников и др.,1975; Середин, 1987).

К ним относятся Хингано-Баджальская и (Сулук)-Амгуньская зоны (Ткаченко, 1990), образующие полосы шириной 4-16 км сближенных разрывных нарушений. Хингано-Баджальская зона представляет часть крупной региональной Хинганской системы разломов. Она контролирует положение Верхне-Урмийского гранитного массива, Верхнеурмийской, Гербинской, Налдынской, Льянчлинской вулкано-тектонических структур. Хингано-Баджальская тектоническая зона относится к структурам глубокого заложения. Наиболее крупным из этой группы является Баджальский разлом.

*Баджальский разлом* приурочен к осевой части Баджальского хребта и трассируется многочисленными субвулканическими интрузиями, дайками, цепочками вулканических аппаратов и мощными зонами дробления. С разломом сопряжены рудоносные структуры Ось Баджала и Правоурмийская.

Сулук-Амгуньская зона разломов разделяет Баджальский и Дуссе-Алиньский гранитно-метаморфические купола, контролирует размещение небольших интрузий. По времени активизации является более поздней по отношению к Баджальской зоне разломов.

Разрывные нарушения северо-восточного и субширотного направлений образовались в период заложения геосинклинального прогиба Сихотэ-Алинской складчатой системы в среднем палеозое. Они определили направление линейной складчатости палеозойских отложений, ограничивали Горинскую зону, контролировали положение вулкано-тектонических структур, магматических интрузий

и размещение оловорудной минерализации. Амплитуды перемещений по разломам изменяются от 0,5 км в вулканических покровах до сотен метров на границе Горинской зоны и достигают нескольких километров на границе Баджальской. Представлены сбросо-сдвигами, образующими зоны сближенных разрывов.

**Субмеридиональные разломы** в структуре Баджальского вулканогена проявлены слабо. Это наиболее древние разломы, которые проявлены в западной части района на границе с Буреинским массивом и чётко картируются геологическими, геофизическими и геоморфологическими признаками.

В восточной части Баджальского вулканогена субмеридиональные разломы входят в Хорско-Торомскую систему и ограничивают район с востока. В более позднее время на пересечении субширотных разломов с северо-западными и субмеридиональными возникают вулканоструктуры центрального типа.

**Разломы северо-западного направления** фиксируются рядами вулканических аппаратов (вулканоструктуры центрального типа). Наиболее четко они выделяются в западной части района, где образуют Могдинскую группу. Это Могдинский, Орокотский, Омотский разломы (Чеботарев, Усенко, 1967; Кулиш и др., 1982). В восточной части выделены Болоджокский, Дарьинский. В магнитном поле определяются магнитными и гравитационными локальными аномалиями. Вдоль разломов установлены перемещения блоков вулканических пород до 500-700 м, а палеозойских пород свыше 1000 м (Запорожцев, 1989, ф). Нередко сопровождаются метасоматическим изменением пород и оруденением (рудопроявления Комариное, Моренное). Относятся к коровым, но с меньшей глубиной их влияния.

Отдельные линейные разрывные нарушения, имеющие северо-западное и субмеридиональное простирание, являются фрагментами дуговых глубинных разломов. Некоторые из них играют роль рудоконтролирующих и рудовмещающих структур (Золотов, 1976; Кулаков, 1982). К ним приурочены интрузии и отдельные поля эффузивов, имеющие линейную ориентировку (интрузии хр. Джаки-Унахта-Якбыяна и Урмийской кольцевой структуры, покровы эффузивов в бассейне р. Урми). Форма и ориентировка их соответствуют дуговым разломам.

Вулканические процессы сопровождаются образованием вулканоструктур линейного и кольцевого типа. Линейные вулканоструктуры представлены вулкано-тектоническими депрессиями, сформированными в зонах линейных разрывных нарушений, вдоль которых концентрировались вулканические аппараты трещинного и центрального типов. Эти аппараты фиксируются жерловыми и околожерловыми фациями вулканических пород.

Кольцевые вулканоструктуры представлены кальдерами и куполами, сложенными экструзивными и интрузивными образованиями. Среди купольных вулканоструктур различают следующие формы: купола, выполненные экструзивными риолитами и андезитами; стратовулканы – вулканические постройки из переслаивающихся лав и туфов, прорванных субвулканическими интрузиями; вулкано-плутоны – постройки вулканических пород, прорванные гранитными массивами (Кулиш и др., 1982). Вулканические кальдеры сопровождают формирование крупных экструзий, когда происходит проседание подстилающих пород либо обрушение вулканической камеры.

На территории района выделены следующие вулкано-тетонические депрессии: Лакская (Урмийская или Лаки-Пачанская), Баджальская, Дукинская (Кулиш, 1982). Лакская депрессия контролирует проявление раннемелового лакского андезитового комплекса, развитого вдоль субмеридиональных разломов, ограничивающих район с запада. Баджальская депрессия, занимающая большую часть территории района, фиксируется вдоль Баджальской зоны разломов субширотного и северо-восточного простирания. Она выполнена вулканитами позднемелового баджальского комплекса. Аналогичное положение занимает Дукинская депрессия, расположенная в краевой северо-восточной части Баджальского вулканогена.

Наиболее распространены вулканоструктуры кальдерного типа, сложенные, в основном, экструзиями риолитов. Это крупные Гербинская, Урмийская, Верхнебаджальская, Куркальтинская, Пачанская и другие.

Стратовулканы отмечаются в южной части района в бассейнах рек Аннка, Сюйгачана, Налдынджи, Олгосо (Болотников, Крутов и другие, 1975; Кулиш и др., 1982).

Вулкано-плутонические купольные структуры сложены обычно экструзивными риолитами в форме воронкообразных, грибообразных или лакколитообразных тел, прорванных гранитами, гранит-порфирами, гранодиоритами. В районе известны Верхнеурмийская, Верхнебаджальская, Сюйгачанская и другие вулкано-плутонические купольные структуры.

В пределах Баджальского района наибольший интерес в отношении рудоносности представляют крупные Верхнеурмийская, Герби-Талиджакская и Верхнебаджальская вулкано-плутонические рудоносные структуры.

Верхнеурмийская структура располагается на пересечении Правоурмийского, Баджальского, Урми-Курского разломов и занимает бассейны верховьев рек Урми, Могды, Орокот, Сынчуги, Сюйгачан. Основную часть структуры занимает Верхнеурмийский гранитный массив, прорывающий покров риолитовых кристаллокластических игнимбритов. В пределах её находится Правоурмийское месторождение.

Верхнебаджальская купольная структура располагается в бассейне верхнего течения рек Баджала, Дуки, Эльги. По периферии ее наблюдается ряд гранитных интрузивных массивов (Баджальский, Курун-Гиджинский, Дарынский) и серия даек кислого и среднего состава. В пределах структуры выделяется ряд более мелких вулкано-плутонических структур. Пересечение субширотных, субмеридиональных и северо-западных разломов обусловливает пространственное положение оловорудных объектов (Ближнее, Лошадиная Грива и др.).

С вулканоструктурами центрального типа связано образование радиально-кольцевых систем крутопадающих разломов и пологих межслоевых срывов в толщах вулканических покровов. Системы радиально-кольцевых разломов представлены зонами дробления мощностью 3-1,5 м, интенсивной трещиноватости пород, сопровождающихся окварцеванием, сульфидизацией. Кольцевые системы разрывов включают несколько дугообразных разломов протяжённостью до 5-20 км. По характеру смещения они представляют сбросы с амплитудой 100-500 м. К некоторым дуговым разломам приурочены долины рек (Талиджак, руч. Каровый и др.). Радиальные разломы образуют тектонические ослабленные полосы шириной 0,5-0,7 км и по характеру смещения представляют сбросо-сдвиги с амплиту-

дой перемещения 100-150 м (Запорожцев, 1983, 1989, ф; Ткаченко, 1985, ф). Особенно чётко они проявлены в пределах Верхнебаджальской кальдеры, где образуют систему нарушений веерообразно расходящихся относительно Булунского экструзива. В основном представляют разрывы субширотного и северо-восточного направлений. Активизация их происходила на заключительных этапах формирования вулкано-тектонических структур, во время становления субвулканических интрузий и экструзий риолитов, при внедрении интрузий гранит-порфиров и монцонитоидов силинской группы. Межпластовые срывы и зоны интенсивной трещиноватости имеют мощность 1-6 м и представляют структуры без чётко выраженного сместителя и разрыва сплошности пород. По характеру оперения трещины их можно отнести к взбросо-надвиговому типу с минимальным смещением (Марьин, 1978; ф; Ефименко, 1983,1990, ф).

Системы разрывов, связанные со становлением вулкано-тектонических структур, имеют важное значение для локализации оловорудной минерализации. Реконструкция палеотектонических условий становления вулкано-тектонических и рудоносных структур позволила предположить, что их развитие в позднемеловое время происходило в условиях север-северо-западного сжатия. Субширотные структуры формировались при этом как структуры коробления с элементами надвигов, а крутопадающие разрывы субмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений как сбросо-сдвиги с левосторонним смещением (Беспалов, 1973, ф; Огнянов, 1976, Ефименко, 1980, 1990, ф; Запорожцев, 1983, ф; Ткаченко, 1990, ф)

## 1.4. Металлогения

Баджальский рудный район расположен в Хингано-Охотском оловоносном поясе (Иициксон, 1958) и локализован в пределах Баджало-Эзопской (Геология оловорудных...,1986) или Хингано-Баджальской (Огнянов, 1976) структурно-формационной зоны. Территория района охватывает площадь распространения вулканогенных пород и интрузий гранитоидов и на глубине совпадает с контуром гранитно-метаморфического купола (Лишневский, 1969, 1986; Лишневский, Гершаник, 1992). Рудовмещающие структуры представлены двумя системами нарушений: субширотной и субмеридиональной. Субширот-

ные разломы рудоносны вблизи крупных интрузивных массивов в пределах их предрудных метасоматических ореолов и представляют зоны трещиноватости или зоны сближенных разрывов крутого падения. Субмеридиональные разломы проявлены в пределах всего района в виде эшелонированных систем крутых трещин, сопряжённых с субширотными (Геология оловорудных..., 1986; Огнянов, 1976). Разломы северо-восточного направления являются рудоконтролирующими.

По современным представлениям, Баджальский рудный район является частью Баджало-Мяо-Чанской минерагенической зоны (Мартынюк, 2000, ф), выделяющейся в пределах Восточно-Буреинской орогенной магматической системы. По объёму и границам она соответствует выделявшемуся ранее Хингано-Охотскому вулканогенному поясу.

Металлогеническая специализация района определяется оловянной минерализацией, в меньшей степени присутствием вольфрама, меди, свинца, цинка, висмута, серебра, молибдена. Вольфрам сопутствует олову и образует с ним комплексные руды. Свинец, цинк, висмут, серебро являются постоянными спутниками олова и образуют как самостоятельные минералы, так и изоморфные включения в рудных минералах. Золото и молибден имеют незначительное распространение, и пространственно разобщены с оловянным оруденением.

Оловоносны в районе два магматических комплекса: баджальский и силинский. В оценке роли силинского комплекса имеются разные мнения: от признания бесперспективности (Болотников, 1975) до обоснования значения в образовании турмалиновых и хлоритовых руд (Беспалов, 1981). Преобладающая часть оловорудных проявлений, по мнению большинства исследователей (Усенко, Чеботарев, 1973; Болотников и др., 1975; Максимов, 1982; Огнянов, 1986; Семеняк и др., 1988; Гоневчук, 1991, 1995), связана с урмийскими гранитами баджальского комплекса. Оловянное оруденение представлено рудопроявлениями касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций. Касситерит-кварцевая формация пространственно тесно связана с гранитами баджальского комплекса и распространена в их эндо-

экзоконтакте, либо в надинтрузивной зоне. Наиболее развиты её кварцевый и грейзеновый (мусковитовая, топазовая и сидерофиллит-топазовая фации) типы, меньше скарновый. В пространственном размещении оловянной минерализации с запада на восток и в направлении от древних структур к молодым отмечается закономерная смена высокотемпературных типов касситерит-кварцевой формации менее высокотемпературными типами касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций (Усенко, Чеботарёв, 1973; Лугов, 1979, Семеняк и др., 1988).

Закономерности формирования оловорудной минерализации района рассмотрены в работах многих исследователей (Болотников, Крутов и др, 1975; Огнянов, 1986; Семеняк и др., 1988, 1997; Гавриленко и др., 1992, 2000; Гоневчук, 2000; и др.). Для рудопроявлений Баджальского района установлено линейно-узловое размещение (Огнянов, 1976). Рудные узлы связаны с экструзивными и купольными вулкано-тектоническими структурами, внутри которых обособляются крупные интрузивные массивы или группы малых интрузий гранитоидов. Оловорудная минерализация прослеживается полосой северо-восточного простирания вдоль оси Баджальского поднятия и контролируется глубинным Баджальским разломом. Оруденение фиксируется в узлах пересечения Баджальского разлома с субширотными зонами, являющимися фрагментами региональных систем разломов: Ярап-Сюркумской, Урми-Хурбинской и Хогду-Хурмулинской (Огнянов, 1976; Семеняк и др., 1988). Выделены следующие рудные узлы: Верхнеурмийский, Верхнебаджальский, Хогду-Льянчлинский, Якуньский, Сютюингский. Все они приурочены к выходам гранитного батолита и сосредоточены в отдельных рудоносных структурах. Минеральные типы в рудных узлах образуют непрерывные ряды различных по составу зон минерализации, зонально-расположенных по отношению к интрузиям и характеризующихся вертикальной и горизонтальной зональностью. Наибольший интерес представляют Верхнеурмийский и Верхнебаджальский рудные узлы.

**Верхнеурмийский рудный узел** расположен в юго-западной части Баджальского рудного района. Геолого-структурная позиция рудного узла определяет-

ся приуроченностью его к крупному Верхнеурмийскому гранитному массиву и субширотным структурам в границах одноименной вулкано-купольной структуры. Он сопровождается широким ореолом предрудных контактово-метасоматических пород, зонально сменяющихся от гранитного массива: в экзоконтакте гранитов развиты кварцево-полевошпатовые метасоматиты, далее - биотитовые, ещё дальше - эпидот-хлоритовые метасоматиты (Алексеев, 1989). Рудоносные зоны локализованы на пересечении субширотных структур с нарушениями субмеридионального и северо-западного направлений.

Оловоносная минерализация представлена прожилково-метасоматическим типом грейзенов кварцевого, кварц-мусковитового, кварц-топазового состав и характеризуется также зональным расположением по отношению к массиву гранитов. Смена минеральных типов происходит с запада на восток и снизу вверх. В эндо-экзоконтакте массива преобладает высокотемпературная прожилковая минерализация кварцевого, кварцево-мусковитового состава с топазом, флюоритом, с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, висмутином, на удалении от контакта – кварц-турмалинового, серицит-кварцевого, турмалинового состава.И далее к востоку и в верхних горизонтах преобладают зоны кварц-хлоритового состава. Среди рудных минералов возрастает роль сульфидов меди, свинца, цинка. В пределах узла выделены рудоносные структуры Ось Баджала, Правоурмийская, Сынчугинская. Наиболее изучена Правоурмийская рудоносная структура и локализованное в ней месторождение Правоурмийское.

Правоурмийская рудоносная структура на современной поверхности трассируется дайкой верхнемеловых гранит-порфиров восток-северо-восточного простирания, пересекающей Урмийскую кальдеру в центральной части. Протяженность дайки около 9 км, мощность 250-300 м, углы падения изменяются от 20-30 (на верхних горизонтах) до 50-60 (на нижних). Дайка выполняет тектоническое нарушение с вертикальной амплитудой 250 м. Рудоносная структура представлена серией кулисно расположенных субпараллельных крутопадающих разломов и зон интенсивной трещиноватости меридио-

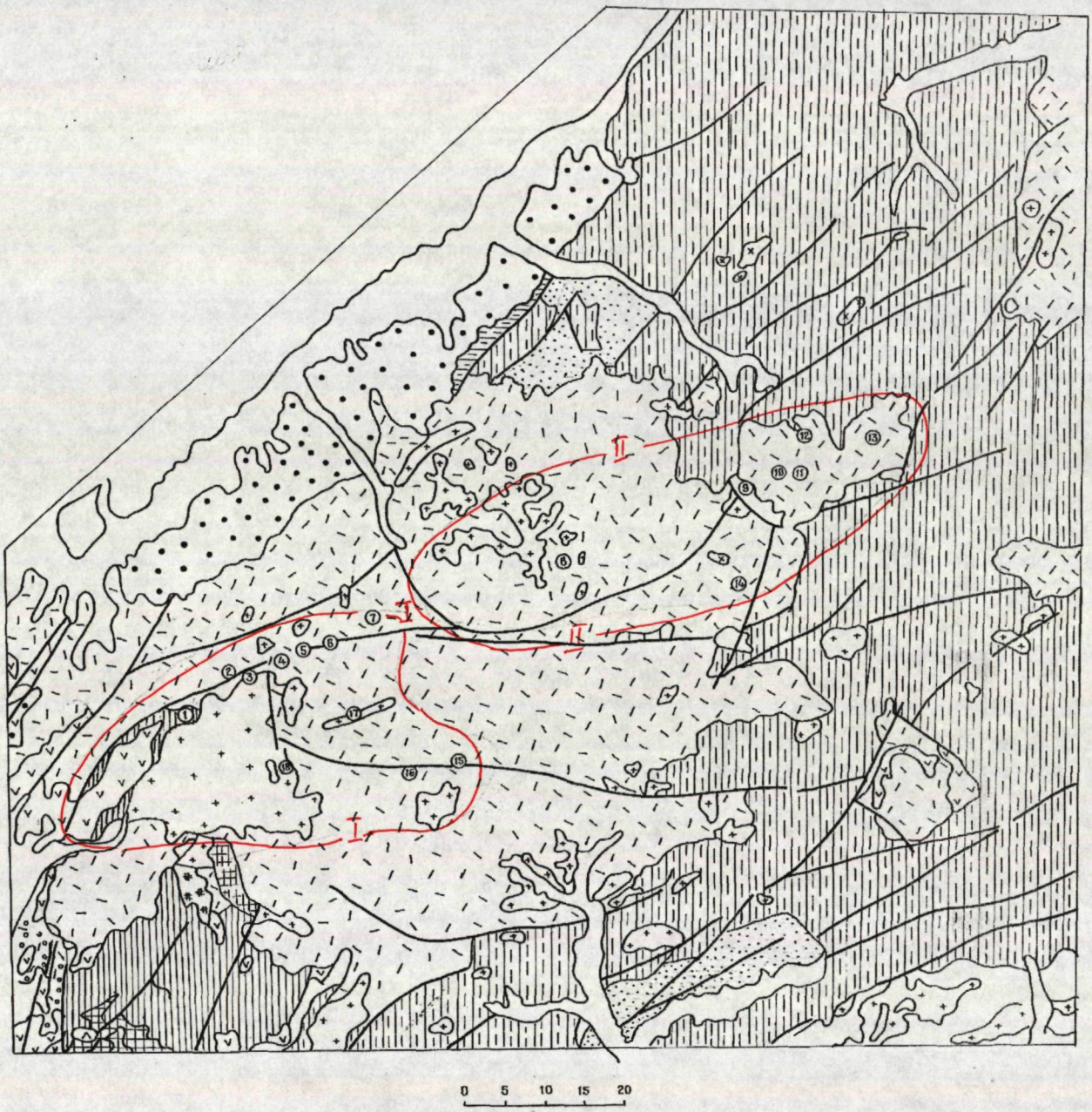



Рис. 6. Металлогеническая схема Баджальского рудного района (составлена с использованием материалов Мартынюка, 2000 ф)

Цифрами обозначены рудопроявления и месторождения. I – Верхнеурмийский рудный узел: 1-Болторо, 2-Грустное, 3-Проскурникова, 4-Двойное, 5 и 6 Правый и левый Орокот, 7-Омот, 15, 16-Восточное, 17-Правоурмийское, 18-Высокое; II – Верхнебаджальский рудный узел: 8-Талиджак, 9-Ближнее, 10-Моренное, 11-Каровое, 12-, 13-Лошадиная Грива, 14-Рудное

нального и или северо-западного простирания.

*Месторождение Правоурмийское* расположено в узле пересечения рудоносных разрывных нарушений северо-западного, меридионального и суб-

широтного простирания, контролируется субширотной структурой. Представляет линейный штокверк, расположенный в эндо-экзоконтакте дайки гранит-порфиров. В строении месторождения отмечается вертикальная и горизонтальная зональность. Осевая часть сложена сидерофиллитовыми метасоматитами, содержащими рудную минерализацию, боковые части – кварц-серицитовыми, а периферия – кварц-карбонатными. Рудные минералы ассоциируют с кварц-топазовыми и кварцевыми прожилками.

Рудоносная структура Ось Баджала протягивается вдоль Баджальского разлома и северной оконечности гранитного массива. Она представляет протяжённую полосу нарушений восток-северо-восточного и субширотного простираний и, сопряжённых с ними, более мелких субмеридиональных, вдоль которых фиксируются гидротермально-метасоматические изменения пород. Оруденение локализовано в субширотных, меридиональных и северо-восточных разрывных нарушениях, развитых в вулканогенных образованиях риолит-дацитового состава. В состав рудоносной структуры входят следующие наиболее крупные и изученные рудопроявления: Болторо, Грустное, Проскурникова, Двойное, Орокот (правый и левый), Омот. Рудопроявление Болторо относится к скарновому типу. Рудопроявления Проскурникова и Грустное представлены грейзеновым типом минерализации. В рудопроявлениях Орокот и Двойное преобладает турмалиновый тип минерализации. На рудопроявлении Омот широкое развитие имеют турмалиновый и хлоритовый типы. Рудные зоны в рудопроявлениях представляют сложно ветвящиеся системы касситерит-содержащих прожилков и жил.

Верхнесынчугинская рудоносная структура располагается в эндо-экзоконтактовой зоне Верхнеурмийского и Сюйгачанского гранитных массивов и локализована в полосе северо-восточного и восток-северо-восточного (субширотного) простирания. Отдельные жильно-прожилковые и метасоматические тела рудопроявлений приурочены как к субширотным, так и к субмеридиональным и северо-западным нарушениям. Преобладают кварц-мусковитовый (серицитовый) тип метасоматитов и грейзенов, меньше развиты кварц-хлоритовые и кварц-турмалиновые метасоматиты. Из многочисленных

рудопроявлений наибольший интерес представляет рудопроявления Высокое и Сюйгачан.

**Верхнебаджальский рудный узел** расположен в северо-восточной части рудного района. Геолого-структурная позиция узла определяется приуроченностью магматических образований баджальского и силинского комплексов к структурам северо-восточного (Баджальская система разломов) и субширотного (Хогду-Хурмулинская система разломов) направлений (Огнянов, 1976; Беспалов, 1981; Запорожцев. 1989, ф). Фрагменты этих разломов прослеживаются в виде зон интенсивной трещиноватости и дробления пород, протяжённых даек, цепочек интрузивных штоков и рудопроявлений. Размещение оловянного оруденения определяется магмоконтролирующими разломами и разрывными нарушениями сдвигового типа субмеридионального и северо-западного простирания на пересечении с системами крупных разломов субширотной и северо-восточной ориентировки. Интрузивные породы представлены Баджало-Букамской группой трещинных интрузий кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов. В восточной части узла обнажаются породы фундамента вулканической зоны.

В Верхнебаджальском узле рудопроявления группируются в три оловорудные формации: касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной в соотношении 41:55:4 (Беспалов,1981). Наиболее широко развиты кварц-полевошпатовые жилы и прожилковые зоны. В составе рудного узла выделено несколько рудоносных структур: Герби-Талиджакская, Баджало-Левоярапская, Баджальская. Каждая из структур включает несколько рудопроявлений с различными минеральными ассоциациями (Запорожцев, 1989, ф).

Герби-Талиджакская рудоносная структура расположена в западной части Верхнебаджальского рудного узла, в пределах Гербинской кальдеры и представлена серией сближенных разломов северо-восточного простирания, прослеживающихся вдоль верховий р. Герби и р. Талиджак на расстояние 16 км. В разрывах северо-восточного и субмеридионального простирания концентрируется группа оловянных рудопроявлений касситерит-силикатной формации. В зонах трещиноватости, оперяющих дуговые нарушения Гербинской

кальдеры, отмечаются рудопроявления олово-сульфидного (полиметаллического) типа (Запорожцев, 1989). Наибольший интерес представляет месторождение *Талиджак*

Баджало-Левоярапская рудоносная структура расположена в юго-восточной части Верхнебаджальского рудного узла. С юга и востока структура ограничена разломами субширотного, субмеридионального и северо-восточного направлений, составляющих систему кольцевых разрывных нарушений Верхнебаджальской кальдеры. Рудоносная структура представлена зонами прожилково-метасоматического типа, из которых наиболее интересны Голубая, Каскадная, Хребтовая, Рудная (месторождение Рудное). Внешнее обрамление зон слагают полевошпат-серицит-кварцевые метасоматиты, жильное выполнение – кварц-сульфидное, кварц-хлоритовое, кварцевое. Для зон минерализации характерно большое количество сульфидов (галенита, сфалерита, арсенопирита). Все рудопроявления структуры относятся к турмалиновому и хлоритовому многосульфидному типам касситерит-силикатной формации. Они имеют близкое время образования, сходную структуру локализации и связаны со становлением позднемеловых гранитоидов повышенной основности силинской группы. Наиболее высокое содержание касситерита отмечается в кварц-хлоритовых метасоматитах месторождения Рудного (Запорожцев,1989, ф).

*Месторождение Рудное* расположено в юго-западной части рудного узла, на водоразделе р. Баджал и кл, Карового. Оно приурочено к протяжённому сбросо-сдвиговому разрывному нарушению с вертикальной составляющей до 130 м, круто рассекающему толщу вулканитов. Минерализация представлена кварцевыми, кварц-хлоритовыми и кварц-серицитовыми метасоматитами с прожилками касситерита и обильной вкрапленностью сульфидов (галенита, сфалерита). На месторождении чётко проявлена вертикальная зональность: с глубиной уменьшается содержание сульфидов и увеличивается содержание олова (Запорожцев, 1989, ф).

Баджальская рудоносная структура занимает северо-восточную часть рудного узла и пространственно совпадает с Верхнебаджальской купольной структурой. В ее состав входят множество рудопроявлений касситерит-

силикатной формации (Каровое, Моренное, Лошадиная Грива и другие) и месторождение Ближнее.

*Месторождение Ближнее* располагается в долине р. Баджал. В геологическом строении принимают участие верхнепалеозойские осадочные породы, несогласно перекрытые верхнемеловыми эффузивами, прорванные субвулканическими телами дацитов, риолитов, гранит-порфиров. Структура месторождения представляет блоки, ограниченные разломами северо-западного простирания. Оруденение размещается в опущенных блоках, в пологих системах трещин, и представлено серией сближенных метасоматических зон (Юбилейная, Липаритовая, Разломная, Аккордная, Луноход и др.) кварц-полевошпатового и кварц-турмалинового состава с касситерит-кварцевыми прожилками. Минерализация относится к грейзеновому типу касситерит-кварцевой формации (Беспалов и др., 1980).

# ГЛАВА 2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОРОГРАФИИ И МОРФОСТРУКТУРЫ

Вопросами строения, происхождения и развития рельефа южной части Дальнего Востока, включающей район исследования, в разное время занимались Ю.Ф.Чемеков (1959,1961,1963,1964,1966), Р.И. Никонова (1965,1966), В.В. Никольская (1969,1970,1982), И.И. Берсенев (1970,1972), Г.С. Ганешин (1956,1958,1966), Г.И. Худяков (1972,1977), В.В. Вдовин (1976), И.К. Волчанская (1972) и другие. В ходе изучения рельефа были выявлено, что строение и особенности формирования рельефа предопределены основными чертами геологического и тектонического строения.

## 2.1. Орографическое строение района

Район исследования представляет собой часть дальневосточной горной страны с преобладающим среднегорным сильно расчлененным рельефом с перепадом относительных высот до 1000 м. Основными крупными орографическими единицами являются горные хребты и межгорные впадины с долинами рек отчетливо преобладающего северо-восточного простирания (рис. 7). Отроги основных хребтов характеризуются амплитудой вертикального расчленения вершин до 500-600 м. Наиболее высокие абсолютные отметки (свыше 2000 м) отмечаются в центральной части района. Самые низкие (до 400-500 м) фиксируются в межгорных долинах вдоль северо-западной и юго-восточной границ района. В высоких осевых частях хребтов (выше 1500-1700 м) располагаются гольцовые останцы, где в полосе их распространения широко развиты кары и цирки. По морфологическим особенностям гольцы относятся к альпийскому типу рельефа с ледниковой обработкой (денудационно-ледниковый и экзарационный типы рельефа). Периферические части хребтов и их склоны характеризуются денудационным сглаженным слабо расчлененным типом рельефа на песчано-глинистых отложениях и гранитоидах или резко расчленённым рельефом на кислых и средних эффузивах. На склонах обычны курумы.

В формировании рельефа ведущую роль сыграли плавные сводовые деформации геосинклинального этапа, разрывные нарушения эпохи тектоно-маг-

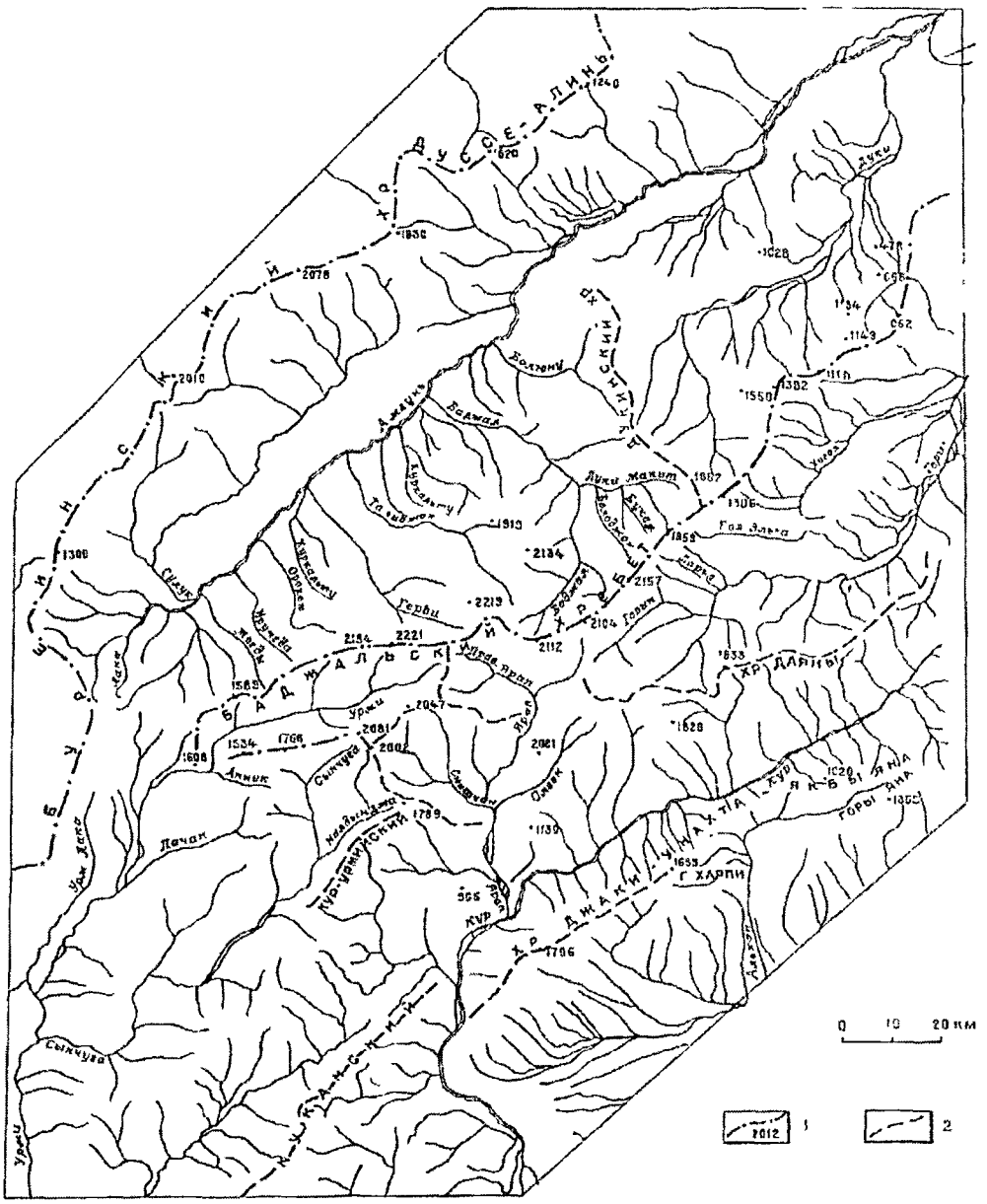



Рис. 7. Орогидрографическая схема Баджальского рудного района и прилегающих территорий.

1 – оси основных хребтов (главных водоразделов района),

2 – оси хребтов более низкого порядка (оси второстепенных водоразделов)

матической активизации и блоковая тектоника неотектонического этапа.

Крупной орографической единицей Баджальского района является Баджальский хребет с многочисленными отрогами (рис. 7). Он прослеживается через всю территорию с юго-запада на северо-восток и является водоразделом рек Амгуни, Урми, Горина. Общая длина хребта до 220 км, ширина – до 70 км. По орографическим признакам Баджальский хребет считается среднегорным сооружением. Вершинная поверхность его находится на гипсометрическом уровне 1800-2000 м. Абсолютные высоты хребта колеблются от 800 м на юго-западе до 2100-2200 м в центральной части и, снижаются до 1000 м на северо-востоке. Максимальная высота достигает **2221** м. Относительные превышения хребта над днищами долин составляет 600–1000 м. Крутизна склонов до 30-50°.

Водораздельные пространства хребта и его отрогов характеризуются различной степенью расчленённости. Наряду с интенсивно расчленёнными водоразделами отмечаются и незначительно расчленённые, а местами и уплощённые водоразделы со сглаженным рельефом и с высотными отметками 1900–2000 м (водораздел рек Герби-Талиджак). Гребень хребта и его отрогов узкий, скалистый. Высокие части хребта имеют узкие скалистые отвесные или обрывистые склоны и острые вершины. Склоны хребта покрыты крупноглыбовыми осыпями и курумником, в распадках сосредоточиваются отложения временных водотоков. Борта речных долин, расчленяющих хребет, круты и обрывисты с чётко выраженными бровками. В приосевой части верховья рек располагаются в троговых долинах. Повсеместно развита многовековая мерзлота. Глубина распространения её составляет 150-400 м. Мощность деятельного слоя изменяется от 0,5 м на склонах южной экспозиции до 2,0-3,0 м на склонах, обращённых к северу.

По особенностям рельефа Баджальский хребет разделяется на юго-западную, центральную и северо-восточную части. Юго-западная часть хребта характеризуется относительно менее расчленённым рельефом, меньшими высотами и небольшими амплитудами высот, сглаженными и залесёнными склонами. Преобладающие высоты в этой части хребта составляют 1500–1800 м, относительные превышения 600–800 м. Центральная часть хребта имеет более резко

расчленённый характер рельефа, более высокие и скалистые склоны и гребни хребтов. Абсолютные отметки вершин поднимаются до 1800-2200 м, относительные превышения увеличиваются до 800–1000 м. Водораздельные пространства здесь довольно узкие, скалистые, с острыми отвесными вершинами и крутыми склонами. Растительность отмечается только в нижних частях склонов. В северо-восточной части Баджальский хребет сужается до ширины 15-20 км, преобладают высоты 1300-1500 м. Рельеф слабо расчленённый, перепад высот 100-400 м. Водораздельные пространства покрыты растительностью.

Буреинский хребет является северным продолжением хребта Мал. Хинган. Он протягивается в северно-восточном направлении параллельно долине р. Буреи вдоль её юго-восточного склона и долинам рр. Амгуни и Сулука. Абсолютные высоты его вершин увеличиваются от 1000 м на юго-западе до 2000 м на северо-востоке. Юго-западная часть хребта характеризуется мягкими очертаниями рельефа. В северо-восточной его части в горах появляются массивные гольцы с участками альпийского рельефа. Максимальная абсолютная высота его составляет 2078 м. Далее на север Буреинский хребет продолжается хребтами Дуссе-Алинь (2154 м) и Ям-Алинь (2180 м) и боковыми хребтами Эзопом и Меванджа. Хребты Буреинский, Дуссе-Алинь и Ям-Алинь служат водоразделом крупных левых притоков Амура: Селемджи и Буреи, впадающих в Амур с запада от этих хребтов; и Урми и Амгуни, впадающих в Амур с востока.

К югу и юго-востоку от Баджальского хребта протягивается цепь коротких хребтов также северо-восточного простирания: Кур-Урмийский (с максимальной отметкой 2002 м), Куканский (937 м), Джаки-Унахта-Якбыяна (1796 м). В восточной части с северо-запада к Баджальскому хребту примыкает Дукинский хребет с максимальной отметкой 1652 м, с юго-востока – хребет Даяны с максимальной высотой 1533 м.

Баджальский хребет, а также соседние с ним выше описанные хребты Буреинский, Дуссе-Алинь, Ям-Алинь являлись областью горно-долинного неоплейстоценового и современного оледенения. Рельеф этих хребтов осложнён многочисленными ледниковыми карами, озёрами, трогами и цирками. Долины трогов и горных речек узкие, местами каньонообразные, с порогами, водопада-

ми, перекатами. Обнажённость склонов хребтов неравномерная. Большая часть естественных обнажений коренных пород наблюдается на гребнях и в приводораздельных частях хребта. Средняя и нижняя части склонов перекрыты мощным чехлом отложений мощностью 4–26 м в виде крупноглыбовых делювиальных осыпей и курумов.

Баджальский и Буреинский хребты разделены крупной Верхнеамгуньской депрессионной равниной. Верхнеамгуньская равнина в нижнем течении реки вытянута в северо-восточном направлении, параллельно Баджальскому хребту. Она образовалась на месте крупного грабенообразного прогиба, заложенного в зоне глубинного разлома. В неотектоническом плане равнина соответствует области новейших опусканий. Это низкая аккумулятивная равнина шириной до 25-30 км с абсолютными высотами (500-700 м), с несколькими аллювиальными террасами и широкой поймой. Поверхность равнины плоская, заболоченная.

Для территории Баджальского рудного района характерна неравномерно развитая гидрографическая сеть. В пределах её находятся бассейны рек Урми, Сынчуги, Ярапа, частично рек Амгуни, Кура, Горина. С северо-западных склонов Баджальского хребта стекают основные водотоки, впадающие в Амгунь: Могды, Ирунгда, Орокот, Герби, Талиджак, Баджал. С юго-восточных склонов берут начало водотоки, впадающие в Урми (Ирунгда-Макит, Омог), Кур (Правый и Левый Ярап и его притоки), Горин (Эльга, Олгон). Наиболее крупными реками Баджальского района являются реки: Урми, Ярап, Горин, Баджал.

Особенностью речной сети является соответствие направления речного стока направлению основных орографических элементов и простиранию главных тектонических структур. Бассейны крупных рек – Амгуни, Кура, Горина - асимметричны. В них широко развиты правобережные притоки, имеющие северо-западное направление. Правые притоки находят продолжение в притоках других рек, вытянутых в этом же направлении, и образуют с ними параллельную сеть мелких рек. Для долинной сети района характерны древовидный и древовидный с элементами центробежного рисунка, радиально-центробежный, радиально-концентрический, параллельный типы рисунков.

## 2.2. Обзор представлений о морфоструктурах Приамурья и района исследования

Геоморфологические исследования на Дальнем Востоке в целом и на территории Приамурья в частности широко развернулись с середины 70-х годов XX столетия. Одно из направлений этих исследований было морфоструктурное, направленное на изучение морфоструктурного плана территории, выявления морфоструктур разного типа и ранга и определения морфоструктурной позиции месторождений полезных ископаемых. Большой вклад в изучение морфоструктур Приамурья внесли в разное время Г.И. Худяков, А.П. Кулаков, С.М. Тащи, Г.Ф. Уфимцев, В.В. Ермошин, А.А. Гаврилов, Б.В. Ежов, Р.И. Никонова, А..А. Ищенко, а также М.Г. Золотов, С.Ф. Усенко, В.И. Сухов, Г.Е. Усанов, Ю.И. Бакулин, М.И. Диденко, В.К. Шевченко и другие. Морфоструктурными исследованиями территории Приамурья (и в целом юга Дальнего Востока) были установлены следующие особенности (Морфостр. исслед., 1985):

1.Эндогенное рельефообразование связано с глубинным коровым магматизмом, сопряжённым с геосинклинальным процессом и проявленным автономно в процессе тектоно-магматической активизации.

2.Ведущими морфоструктурными элементами Приамурья являются разнопорядковые очаговые структуры центрального типа (морфоструктуры центрального типа), развивающиеся сопряженно с глубинными разломами и формирующие с ними единые региональные тектоно-магматические геоморфосистемы с сиалической или фемической петрохимической и металлогенической специализацией.

Морфоструктура центрального типа представляет геологическое образование, имеющее форму "гриба" или "конуса" с продуцирующими очагами, расположенные на различной глубине в литосфере, мантии или в ядре Земли. Общей особенностью всех морфоструктур центрального типа независимо от порядка является тесное сочетание линейных и радиально-концентрических морфоструктур, пространственная приуроченность к узлам пересечения разломов, упорядоченное расположение в виде рядов вдоль крупных разрывных нарушений (Тащи, 1982; Худяков и др., 1985; Кулаков, Худяков, 1988). Высокопоряд-

ковые морфоструктуры очагового типа представляют долгоживущие центры магматизма, связанные с участками повышенной раздробленности и проницаемости земной коры.

3.Общая ориентировка тектоно-магматических систем предопределена сетью долгоживущих глубинных разломов и не совпадает с ориентировкой складчатости.

4.В рельефе тектоно-магматические геоморфосистемы выражены системой сводово-глыбовых хребтов, развитие и становление которых произошло после завершения магматической деятельности.

5.Данные о глубинном строении очаговых морфоструктур свидетельствуют о том, что они представляют шовные структуры, располагающиеся на стыке геоблоков с разными типами коры и развивающиеся дифференцированно.

6.Общей чертой всех сводово-блоковых и тектоно-магматических поднятий является геологическая асимметричность, обусловленная заложением их на стыке разнородных геоблоков и индивидуальным развитием по обе стороны от блокоразделяющего глубинного разлома.

7.Для главных морфоструктур отмечается радиально-концентрическое строение: гранитное ядро - вулканические зоны - межгорные впадины.

8.Для всех очаговых морфоструктур характерна единая трёхстадийная последовательность тектоно-магматических событий: стадия становления, стадия дифференциации на блоки, стадия разрушения или деструкции. Становление и развитие морфоструктур сопровождается образованием континентальной коры в условиях сжатия. Стадия деструкции выражена разрушением сводово-глыбового сооружения с образованием рифтогенных депрессий в условиях растяжения (Кулаков, 1980; Тащи и др., 1983; Соловьёв, 1984).

Единого представления о положении Баджальского хребта в региональном морфоструктурном плане не существует. Общие черты геоморфологического строения района исследования подчинены крупным тектоническим структурам, но полного совпадения между ними нет (Геология СССР, т.XIX, 1966).В разное время разными исследователями Баджальское поднятие относили к различным морфоструктурам. Согласно исследованиям Чемекова Ю.Ф. (1966),

Баджальский хребет является частью Хингано-Буреинской морфоструктуры, куда входят также хребты Туран, Мал. Хинган, Буреинский, Дуссе-Алинь, Эзоп и Эткиль-Янканский. По представлениям В.В. Никольской (1982) Баджальское поднятие относится к морфоструктуре позднепалеозойско-кайнозойских интрузивных горстово-вулканических средневысотных и низких гор мезозойских антиклинориев. По Г.Ф. Уфимцеву (1984) Баджальское поднятие располагается в Нижнеамурской зоне сводов и поднятий, представляющей сочетание сводовых и полусводовых поднятий-хребтов и разделяющих их межгорных впадин. По мнению В.В. Вдовина (1984) район исследования является частью Турано-Буреинской складчатой области Дальневосточной горной страны. В состав области входят хребты Баджальский, Туран, Буреинский, Куканский, Джаки-Унахта-Якбыяна, Мал. Хинган и ряд других, и впадины Верхнебуреинская, Верхнеамгунская, Тырминская. Считается, что эта горная область сформирована на возрождённых складчато-глыбовых окраинных структурах Китайской платформы, переработанных верхнепалеозойской и мезозойской складчатостью. Группа ленинградских исследователей (Основные закономерности ... ,1979) считает, что Баджальский хребет является частью Баджало-Ям-Алинского сводово-блокового сооружения, образовавшегося в период мезозойской тектономагматической активизации, и распавшегося в неоген-четвертичное время на два свода: Баджальский и Ям-Алинский, разделённых Амгуньской грабенообразной впадиной.

В работах Кулакова А.П., Сахно В.Г. (1982) исследуемая территория относится к Среднеамурской мегаморфоструктуре, расположенной в пределах Амурской мегаморфоструктуры центрального типа (Кулаков, Сахно, 1982; Золотов, 1976) на пересечении двух крупных зон разломов: Амуро-Сунгарийской северо-восточного простирания и Сетте-Дабанско-Приамурской субмеридионального простирания.

По современным представлениям восточная окраина Евразии является частью гигантской Тихоокеанской кольцевой морфоструктуры, в пределах которой выделены и описаны морфоструктуры различного порядка, образующие линейные ряды (Золотов, 1976; Соловьёв, 1978; Кулаков, 1980, 1986, 1988; Ху-

дяков, Тащи и др., 1979; Худяков, Кулаков, 1980, 1982; Худяков,1985; и др.). Каждый такой ряд создаёт продольную морфоструктурную (и металлогеническую) зональность. Крупной кольцевой мегаморфоструктурой, на площади которой располагается территория исследуемого района, является Восточно-Азиатская (Соловьёв, 1977) или Амурская (Золотов, 1976; Бакулин, Усанов, 1976; Кулаков, 1982). Она образована двумя рядами тектоно-магматических систем очаговых морфоструктур: Хингано-Охотским и Сихотэ-Алинским. Главным магмоконтролирующим разломом здесь является Хингано-Сетте-Дабанский линеамент.

Согласно этим представлениям Баджальский хребет является составной частью Хингано-Охотского орогена ( или ряда очаговых морфоструктур). Ороген расположен в зоне обрамления Буреинского массива, протягивается на 800 км при ширине 200-250 км параллельно Сихотэ-Алиньскому орогену и отделяется от него Средне-Амурской депрессией и Эворон-Тугурской системой впадин (Худяков, 1985; Середин, 1987). Вся территория орогена сформировалась в результате мелового-кайнозойского тектогенеза и представляет единое вулкано-плутоническое сооружение. В плане ороген имеет ломаную конфигурацию (рис. 8). На основании геолого-геофизических данных (Рейнлиб, 1984) весь ороген разделён на ряд самостоятельных сводовых морфоструктур: Кур-Урмийскую, Верхнеамгунскую, Верхнебуреинскую и др. Баджальский хребет входит в состав Верхнеамгунской морфоструктуры, которая вытянута в северо-восточном направлении вдоль Хинганской системы разломов. Помимо Баджальского хребта она включает ещё северную часть Буреинского хребта и южную часть хребта Дуссе-Алинь. Центральную часть Верхнеамгунской морфоструктуры занимает Верхнеамгунский грабен, разделяющий её на два сегмента: Баджальский и Дуссе-Алиньский. Баджальский сегмент имеет сложное строение. В плане представляет вытянутый в северо-восточном направлении овал, согласно простирающийся с мезозойскими структурами.

Исходя из современных представлений, морфоструктурная позиция Баджальского хребта определена таким образом. Хребет в региональном плане представляет морфоструктуру очагового типа с конформным ей вулканно-плуто-

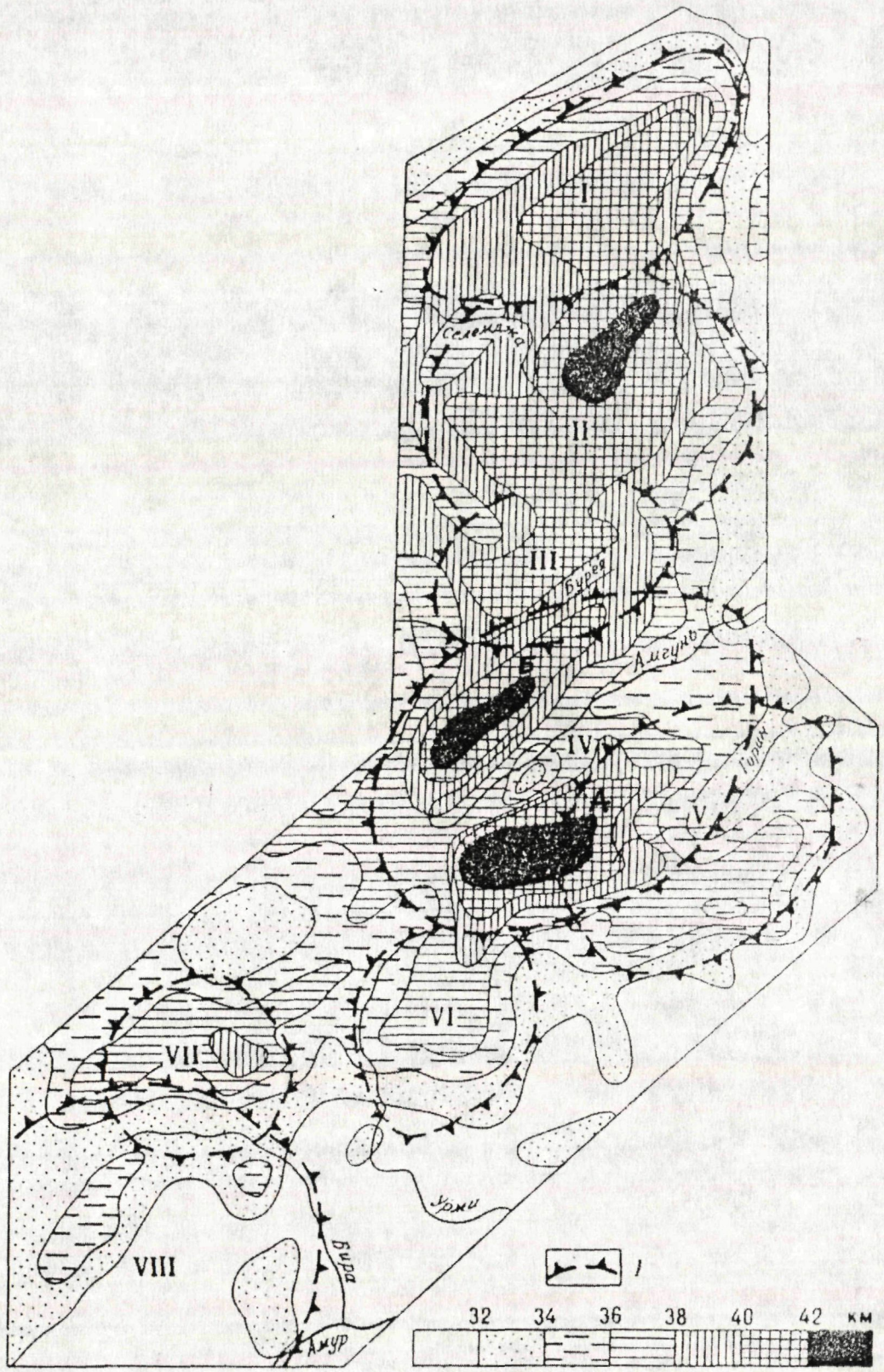



Рис.8. Сводовые поднятия Хингано-Охотского орогена (по В.В. Середину, 1987)

1 –своды I - VIII: I – Селиткано-Торомский; II – Ям-Алинский; III – Верхнебуреинский; IV – Верхнеамгунский: IVа – Баджальский сегмент, IVб – Дуссе-Алинский сегмент; V – Верхнегоринский; VI – Кур-Урмийский; VII – Тырма-Яуринский; VIII – Биджанский;

2 – мощность земной коры (по И.И. Шапочке, 1972)

ническим комплексом и входит в состав Верхнеамгунской морфоструктуры (Середин, 1987). Территория исследования относится также к Амурской кольцевой мегаморфоструктуре и располагается на пересечении двух крупных зон линеаментов: Амуро-Сунгарийской северо-восточной и Сетте-Дабанско-Приамурской (Кулаков, 1982) или Хингано-Сетте-Дабанской субмеридиональной (Худяков, 1985). Отдельные линейные и концентрические морфоструктуры более низких порядков Баджальской морфоструктуры представляют локальные морфоструктуры Амурской, подчёркивая её продольно-концентрическую зональность.

## 2.3. Основные особенности сводово-глыбовой морфоструктуры района

Морфоструктура Баджальского хребта представляет собой сложное гетерогенное сводово-блоковое поднятие северо-восточного простирания, сформированное в период позднемеловой-кайнозойской тектоно-магматической активизации, но окончательное становление которого произошло после прекращения магматической деятельности. В строении Баджальской морфоструктуры проявлены структурные элементы геосинклинального этапа развития и этапа тектоно-магматической активизации. Элементы геосинклинального этапа образуют собственно сводовое поднятие, разбитое разрывными нарушениями на блоки. Тектоно-магматическая активизация, сопровождаемая процессами наземного вулканизма и магматизма, образует локальные вулканотектонические формы, осложняющие сводово-блоковое сооружение. Неотектоническая морфоструктура Баджальского хребта совпадает с мезозойской морфоструктурой, что выражено в унаследованности структурного плана и общем наследовании границ. Северо-восточное простирание морфоструктуры подчёркивается линейной вытянутостью в этом направлении самого хребта, депрессионных впадин и совпадающих с ними долин рек Амгунь и Кур, прямолинейными отрезками некоторых других рек. В её формировании огромную роль сыграли разломы различных направлений, обусловившие мозаично-блоковое строение (рис. 9).

Морфоструктура ограничена крупными тектоническими нарушениями, пересечение которых образует блок неправильной формы. Среди разломов огромная роль принадлежит Курской и Амгуньской зонам разломов северо-восточного простирания, ограничивающим свод с северо-запада и юго-востока. Северо-западная граница проходит по долине рек Амгуни и Сулука (Амгуньская зона разломов или Верхнеамгунский грабен), западная – по меридиональному отрезку р. Урми (Урмийский разлом), южная и юго-восточная – по долинам рек Кур, Пачан (Курская зона разломов), восточная - по отдельным отрезкам долин рек, отражающим фрагменты Хорско-Торомской группы разломов.

Вершинная поверхность морфоструктура Баджальского хребта имеет в плане овальную форму шириной до 40-50 км при длине до 170-200 км (рис. 10). Общий перепад высот составляет 1400 до 1800 м. Подошва свода проходит по морфоизогипсе 800. Вершинная поверхность находится на всем протяжении на гипсометрическом уровне 1800-2000 м и, ограниченная морфоизогипсой 1800 м, в плане повторяет контур сводового поднятия. Она занимает центральную часть свода, немного смещаясь к юго-западу, и имеет ширину до 35 км и длину до 100 км. Наиболее высокие участки вершинной поверхности с отметками более 2000 м занимают небольшую площадь, постепенно сужающуюся в северо-восточном направлении. Аномально высокие точки свода (более 2200 м) протягиваются узкой полосой в центре поднятия. По мнению А.А. Головневой (1966) уровень 1800-1900 м образован первичной поверхностью вулканического плато, над которым возвышаются вершины на высоту 300-500 м, представляющие вулканические центры. (Отсюда предполагалось, что существенного денудационного среза первичной поверхности не произошло).

Ось свода не совпадает с осью Баджальского хребта. В центральной части свода на юго-западном его участке вдоль долины верхнего течения реки Урми проходит Верхнеурмийский разлом, разделяющий свод на две части. В рельефе это отражено разветвлением Баджальского хребта на собственно Баджальский хребет, расположенный к северу от Верхнеурмийского разлома, и параллельную ему ветвь с южной стороны этого разлома. Северная часть свода (собственно

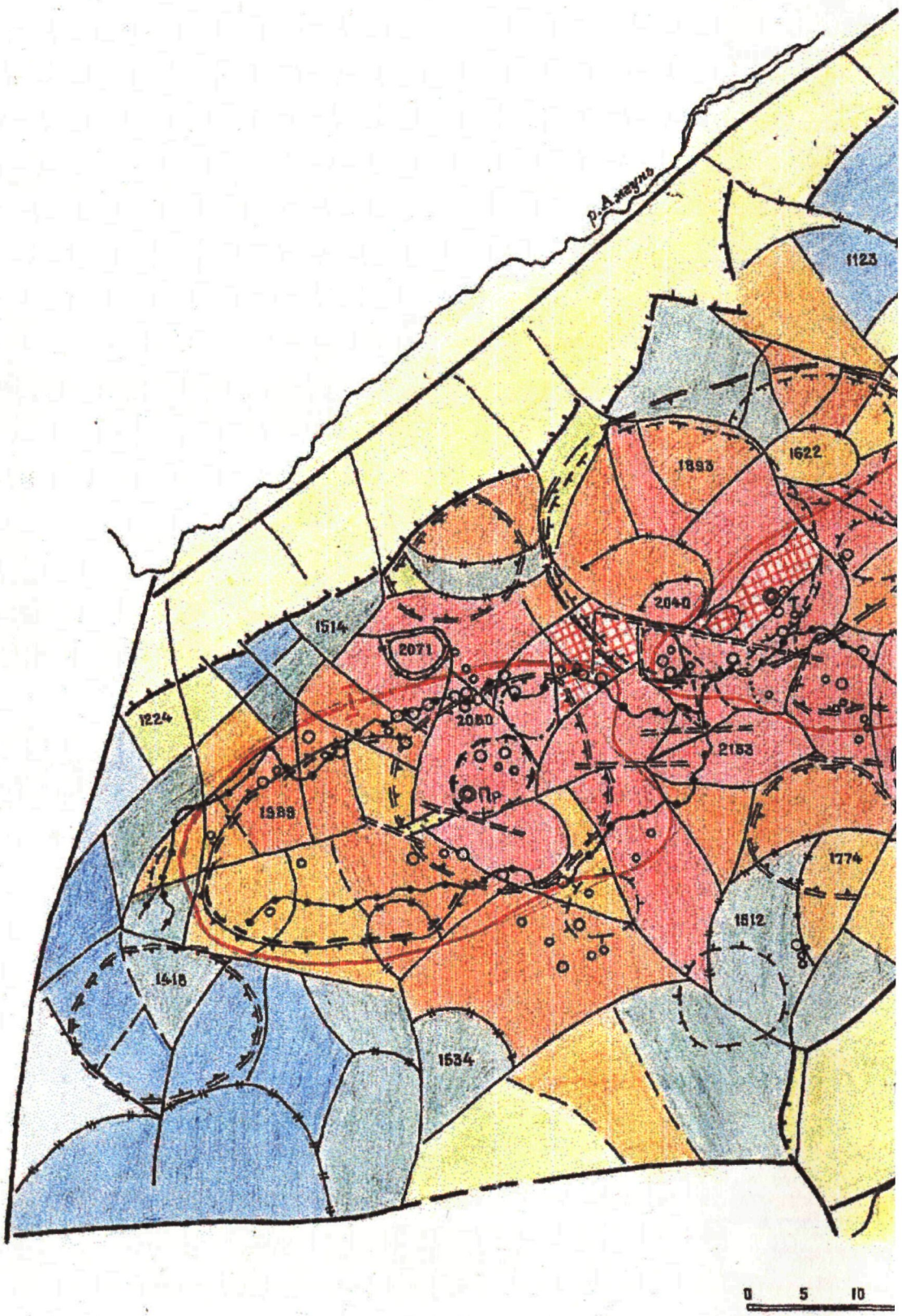
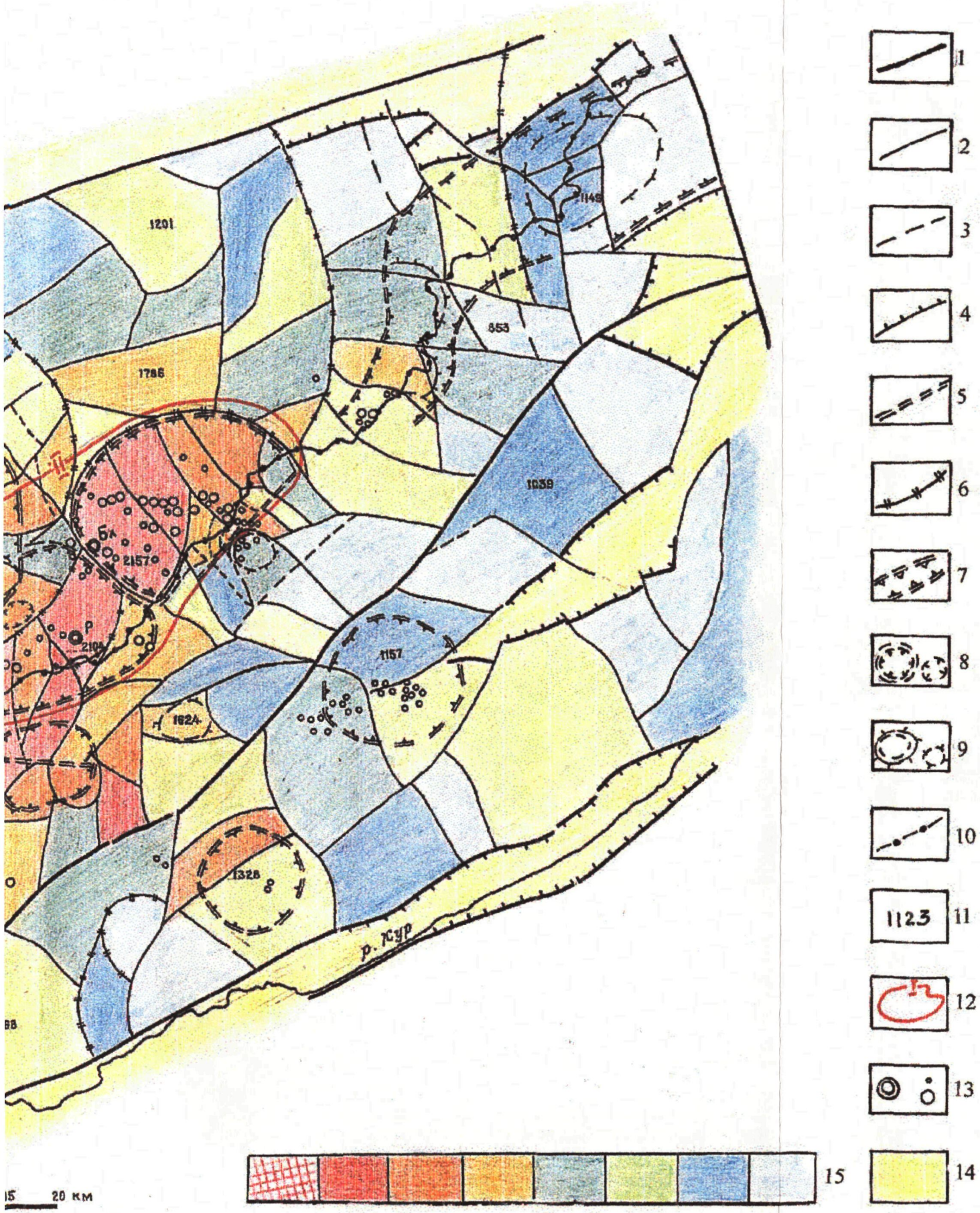



Рис. 9. Морфоструктурная схема

1 – линеаменты I порядка, 2 – линеаменты II порядка, 3 – линеаменты III порядка, 4 – в
аномалиями;: 6 – дуговые и кольцевые линеаменты, 7 - линейные вулкано-тектонические ст
максимальная высота блока, 12 – рудные узлы: I - Верхнеурмийский, II – Верхнебаджальски
Рудное, Бл-Ближнее, 14 – области депрессионных опусканий, 15 – шкала гипсометрических ур




Баджальского хребта (составлена автором)

сотные ступени рельефа вдоль них, 5 - фрагменты сквозных зон, выраженные морфоструктурными уктуры, кольцевые морфоструктуры: 8 – кальдерообразные, 9 – куполообразные, 10 – ось хребта, 11 – , 13 – месторождения (а) и рудопроявления разных масштабов (б): Пр-Правоурмийское, Т-Талиджак, Р- вней вершинной поверхности (в м)

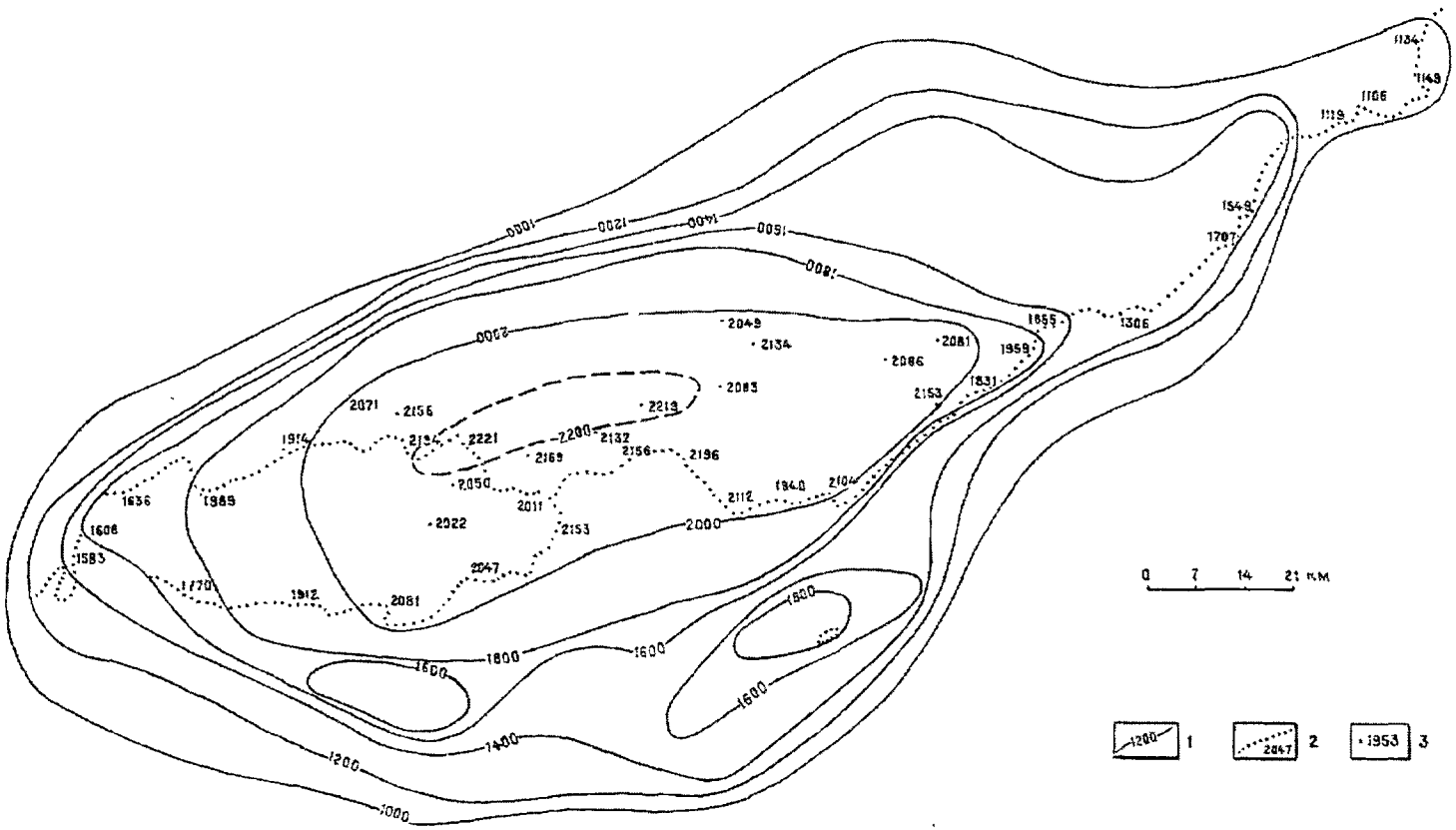



Рис.10. Схема вершинной поверхности морфоструктуры Баджальского хребта (составлена автором)

1 – морфоизогипсы и их высоты; 2 – ось Баджальского хребта; 3 – абсолютные высоты Баджальского хребта и его отрогов

Баджальский хребет) характеризуется более высокими гипсометрическими отметками вершинной поверхности по отношению к южной части. (Здесь зафиксированы все максимальные высоты свыше 2200 м). Площадь южной части больше, но максимальные высоты её не превышают 2100 м. Таким образом, северная часть свода приподнята относительно южной вдоль Верхне-Урмийского разлома на 150-200 м. По- видимому, в период общего воздымания происходило растяжение. В результате разгрузки напряжения и образовался Верхнеурмийский разлом.

Продольный профиль (рис 11), построенный по оси Баджальского хребта, показывает, что форма свода куполообразная, практически с плоской однотипной вершинной поверхностью, с более крутым юго-западным склоном (до 40°) и относительно более пологим северо-восточным. На северо-восточном склоне отчетливо просматривается две предгорные ступени: первая с вершинной поверхностью 1700-1500 м, ограничена тектоническим уступом вдоль разлома по долине р. Дуки-Макит, вторая ступень с вершинной поверхностью 1300-1100 м, отделёна разломом, проходящим через долину р. Хогдукчан.

Поперечные профили построены по линиям, перпендикулярно секущим ось хребта в его западной и центральной частях. На поперечных профилях (рис. 12) также отчетливо виден куполообразный изгиб и асимметричное строение свода: более крутой северо-западный склон и более пологий юго-восточный. По осевой зоне сводовое поднятие разделяется на две неравнозначные по площади части. Северо-западное крыло свода характеризуется меньшей площадью и более крутыми углами наклона крыла, что отражается в сгущении морфоизогипс. Юго-восточное крыло имеет большую площадь, более пологие углы наклона. В строении его выделяются предгорные ступени, отделённые от основной части свода и друг от друга тектоническими ступенями, проходящими через долины рек Сюйгачан, Кукачан, Кур, Ярап, Олгосо. Возможно, это объясняется влиянием Курской зоны разломов, которая вовлекает в опускание обращённое к ней крыло свода.

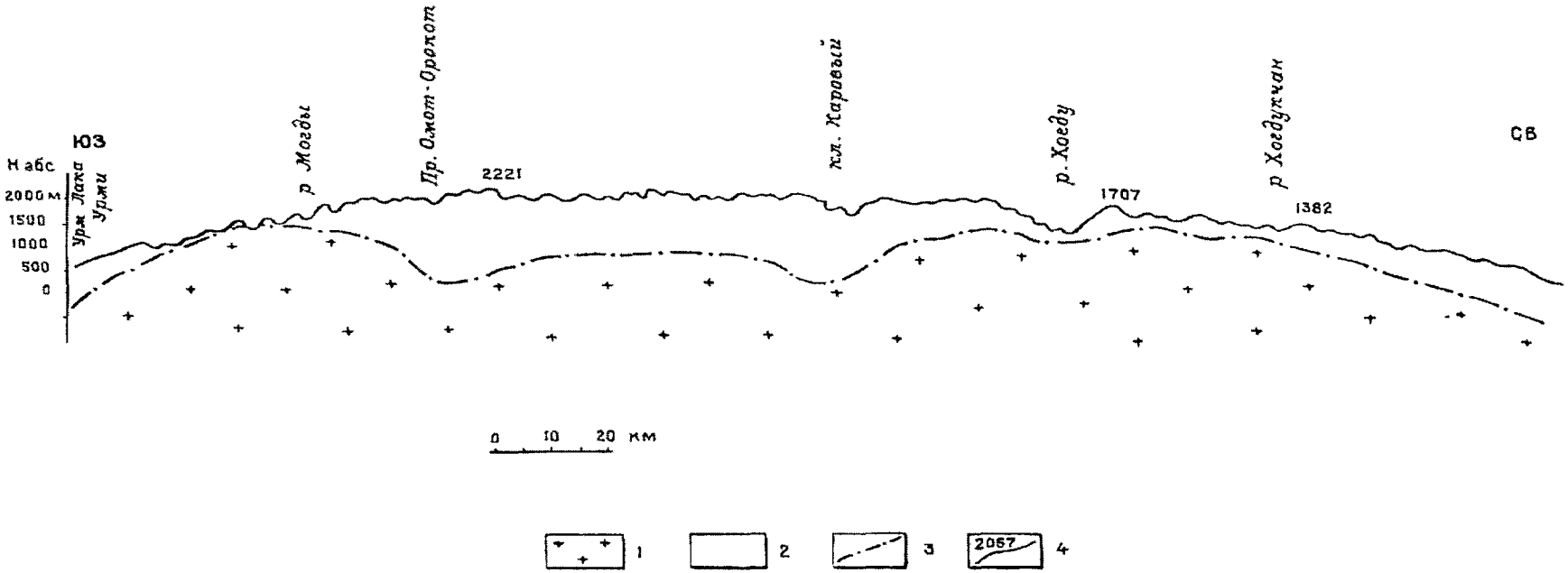



Рис. 11. Продольный профиль Баджальского хр

1 – граниты; 2 – вышележащие породы; 3 – линия кровли гранитного плутона;

4 – современная поверхность Баджальского хребта и ее высоты.

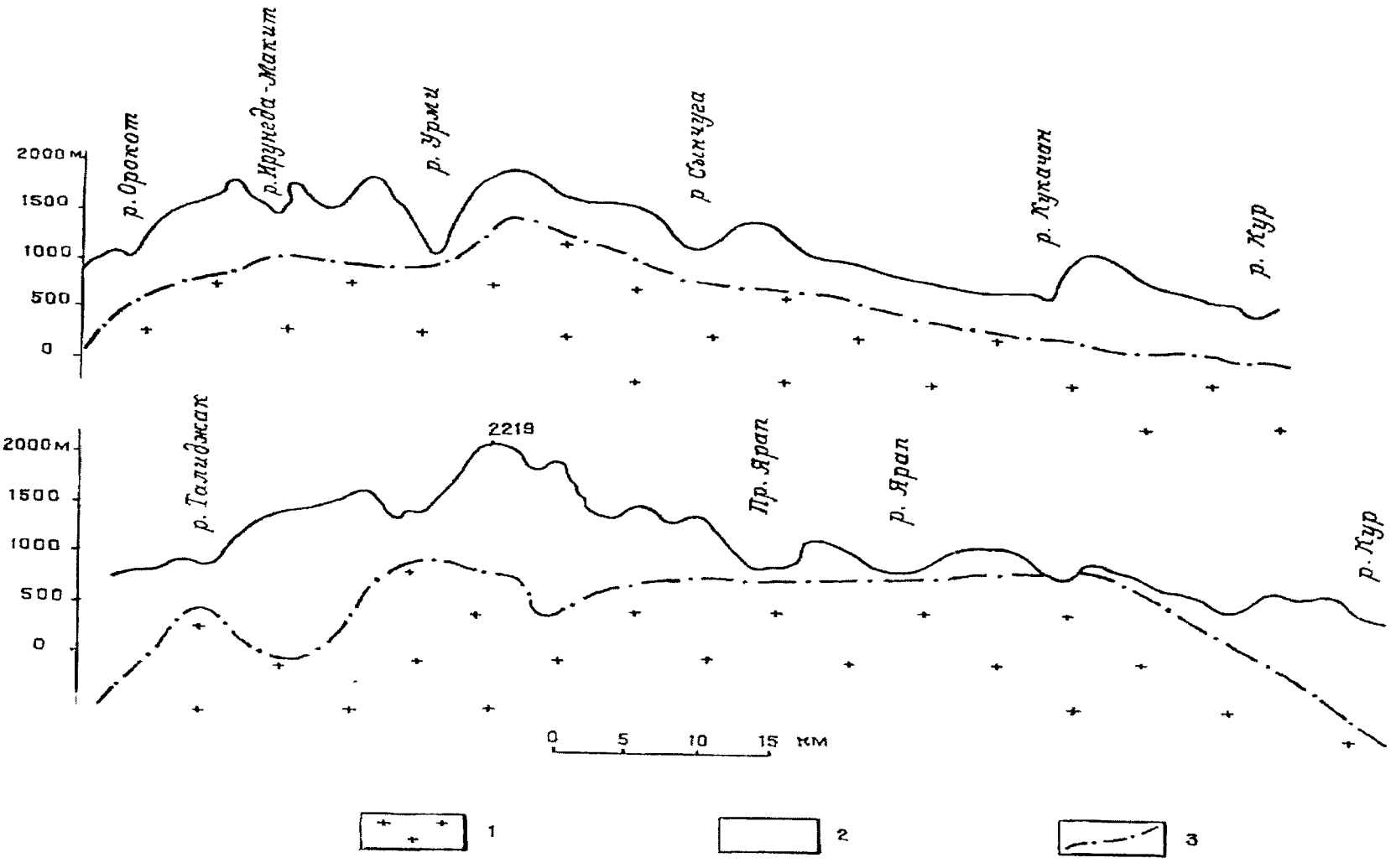



Рис. 12. Поперечные профили Баджальского хребта (условные обозначения на рис. 11)

Геоморфологическая поверхность морфоструктуры в целом конформна глубинному строению земной коры. Баджальская морфоструктура и ее сводово-блоковое строение хорошо подтверждаются особенностями геофизических полей (Лишневский, 1969, 1976, 1986; Рейнлиб, 1984). Контурам сводово-блоковой морфоструктуры отвечают контуры минимума гравитационного поля и повышенные значения мощности земной коры. В гравитационном поле также как и в морфоструктурном плане ярко проявлены разрывные нарушения. Морфоструктуры более низких порядков в гравитационном поле выделяются как локальные минимумы, подчёркивающие очаговый характер их образования, и большей частью соответствующие высоким участкам современного рельефа.

Особенности морфоструктурного плана находят отражение и в ареале распространения магматических пород. Граница Баджальского сводово-блокового поднятия согласуется с границами распространения ареала гранитного плутона. Геофизическими работами была закартирована криптобатолитовая часть Баджальского гранитного плутона (Лишневский, 1980). Анализ схемы изогипс поверхности кровли гранитов (рис 4) показывает, что в плане он подобен контуру морфоизогипс сводового поднятия. Поверхность кровли гранитов имеет овальную форму, вытянутую и постепенно сужающуюся в северо-восточном направлении. Отчётливо выражены некоторые разломы, в том числе и Верхнеурмийский разлом, вдоль которого происходит изгибание изогипс кровли гранитов и разделение Верхнеурмийского гранитного массива на две части. (В рельефе это находит отражение в разделении свода на южную и северную части). Сгущением изогипс, отражающим погружение кровли гранитов, отчётливо выражены ограничивающие свод разломы. Вершинная поверхность кровли гранитов, ограниченная изогипсой 800 м, повторяет форму вершинной поверхности свода (по морфоизогипсе 1800 м), но площадь ее шире у гранитов. Кровля гранитного плутона расположена на абсолютной высоте 0,6-1,2 км или на глубине 500-1600 м от поверхности современного рельефа. На поверхности кровли гранитов выделяются локальные поднятия и понижения (купола и депрессии) с относительной амплитудой высот 200-600 м. Большая часть купольных поднятий кровли гранитов отвечает высоким частям свода, а

депрессии на поверхности кровли гранитов - понижениям и прогибам на поверхности свода. Самый высокий купол с высотой 1,6 км соответствует Верхнеурмийскому гранитному массиву в месте его выхода на дневную поверхность. Наиболее обширное понижение в северо-западной части гранитного плутона отражает Гербинскую вулкано-тектоническую структуру кальдерного типа. Здесь же фиксируется и самое глубокое расположение кровли гранитного плутона В целом, анализируя поверхность кровли гранитного плутона, поверхность сводового поднятия и рельеф поверхности Баджальского хребта, можно говорить об их практически полном соответствии. **Современный рельеф Баджальского хребта, поверхность его сводового поднятия наследуют первичную интрузивную форму гранитного плутона, а отдельные разломы находят отражение и в кровле гранитов.**

В составе Баджальской морфоструктуры выделена серия морфоструктур разных типов и порядков. Основными морфоструктурными элементами являются линейные (линеаменты) и радиально-кольцевые структуры, элементарные блоки и структурно-литоморфные комплексы (рис. 9). Линеаменты I порядка представлены крупными разломами, являющимися границами морфоструктурной зоны, которые трассируются наложенными депрессиями и впадинами. Почти на всём протяжении они отмечаются ступенями высот до 0,5-0,3 км. К линеаментам II порядка относятся разрывные нарушения ортогонального и диагонального простираний, выделенные при дешифрировании мелко и крупномасштабных топографических карт. Они трассируются прямолинейными участками долин крупных рек, седловинами на водоразделах, резкими перегибами рельефа и зонами интенсивной трещиноватости пород. Линеаменты III порядка представлены прочими разрывными нарушениями, картирующиеся геоморфологическимипризнакамипри дешифрировании топокарты масштаба 1:200000, часть которых подтверждается геологическими признаками.

Среди линейных морфоструктур главная роль принадлежит разломам северо-восточного простирания (Амгуньская, Курская и другие зоны разломов), которые по мнению А.П. Кулакова (1982) относятся к системе разломов Амуро-Сунгарийского линеамента. Они определяют очертания границ блоков и главные

черты рельефа территории Приамурья, в том числе и Баджальской морфоструктуры. Долина р. Амгунь в верхнем течении заложена вдоль разломов северо-восточного простирания, определивших существование Верхнеамгунской линейной депрессии (грабена).

Разломы меридионального и субмеридионального простирания Хорско-Торомской группы разломов ( Приамурского линеамента (Кулаков, 1982)) имеют меньшее структурообразующее значение. Фрагменты их фиксируются по рисунку гидросети, по элементам рельефа и геологическим данным. Разломы этого направления ограничивают Баджальскую морфоструктуру с востока и наряду с широтными являются основными рудовмещающими структурами. Выражены зонами сближенной трещиноватости. В ходе развития морфоструктуры неоднократно испытывали активизацию.

Отдельные линейные разломы субмеридиональных румбов отнесены к категории "скрытых" разрывных нарушений. Существенной роли в становлении морфоструктурного плана не играли, но очень чётко выражены в рисунке речной сети, а также на отдельных участках определяют локализацию минерализации. По мнению А.П. Кулакова (1982) являются фрагментами дуговых разломов Амурской кольцевой мегаструктуры.

Разломы субширотного простирания прослеживаются на космоснимках, отражены линейными геофизическими полями, определяют коленообразные изгибы рек, выражены зонами субпараллельных нарушений, которые контролируют размещение магматизма, рудоносных структур и размещение рудных участков.

Кольцевые морфоструктуры (III и IV порядка) имеют широкое распространение в пределах ареала развития вулканических пород. Они представлены кальдерными, купольными формами и надинтрузивными поднятиями сопровождающиеся образованием кольцевых и радиальных разломов. Морфологически они выражены рисунком гидросети, отчётливо развитой по системам дуговых и радиальных разломов, отдельными дугообразными участками долин, радиальным расположением притоков, перегибами склонов, рисунком горизонталей, а также дугообразными зонами повышенной трещиноватости. Наиболее распро-

странены кальдерные формы с кольцевыми хребтами по периферии и относительно опущенными центральными частями. Размеры кольцевых морфоструктур меняются от 2-3 км до 30-40 км. В составе Баджальской морфоструктуры выделены следующие кольцевые морфоструктуры: Куркальтинская, Гербинская, Верхнеурмийская, Верхнебаджальская, Пачанская, Право-Ярапская и другие. Наиболее крупной и изученной является Гербинская кальдера, имеющая в поперечнике до 35-40 км.

Крупную купольную структуру, четко фиксирующуюся морфометрическими и морфографическими особенностями рельефа, образует Верхнеурмийский гранитный массив.

Кольцевые морфоструктуры меньших размеров разнообразны по форме и размерам и представлены круговыми, полукруговыми и овальными формами размером от 2 до 20 км в поперечнике. Сопоставление данных морфоструктурного анализа с геологическим строением показывает тесную корреляцию распространения кольцевых морфоструктур с ареалом развития эффузивно-интрузивного комплекса: практически все они связаны с экструзиями риолитов.

Морфоструктурным анализом отчётливо выявлено блоковое строение сводового поднятия. Системы многочисленных линейных и дуговых разломов различного ранга, определённые морфографическим методом и в разной степени подтверждённые геологическими, геоморфологическими или геофизическими данными, расчленяют свод на элементарные разновысотные блоки и обуславливают мозаично-блоковое строение. В формировании блоков наряду с северо-восточными разломами, определяющую роль сыграли северо-западные разломы, а также иных направлений. Неотектонические блоки представляют собой выраженные в рельефе обособленные фрагменты сиалической оболочки земной коры, обладающие самостоятельным темпом и тенденцией движения (Симонов, 1966; Лукашов, Лихачева, 1973). Блоки отличаются друг от друга по максимальным высотам и высоте вершинной поверхности, наклону поверхности, направлению перемещения и внутреннему строению. Анализируя фоновые высоты блоков (рис 9), можно отметить концентрическое строение. В осевой части свода располагаются наиболее приподнятые блоки с высотой более 2000 м. Максимально

высокие блоки (свыше 2200 м) образуют несколько разобщённых участков вдоль осевой зоны. К периферии поднятия происходит понижение высот здесь преобладают блоки менее приподнятые. Низкие блоки располагаются по периферии свода, а максимально низкие блоки (менее 1000 м) отмечаются в краевой зоне восточной его части. Отмечается наклон вершинных поверхностей от осевой зоны к периферии, что отражает общий наклон крыльев свода. ( Возможно, некоторую роль здесь сыграли пограничные разломы, которые как бы втянули в погружение примыкающие к ним блоки).

Прослеживается связь фоновых высот блоков с особенностями литологического строения морфоструктуры. Наиболее высокие блоки с фоновыми высотами свыше 1800 м соответствуют полю развития вулканитов. Аномально высокие блоки с высотой (свыше 2200 м) приурочены к субвулканическим интрузиям и экструзиям риолитов и рио-дацитов. Блоки с наиболее низкими значениями фоновых высот прослеживаются в зоне распространения осадочных пород палеозойского и мезозойского возраста.

Структурно-литоморфные комплексы пород – это совокупность морфографических, морфологических, морфометрических характеристик рельефа, обусловленных литологическими и структурными свойствами слагающих их горных пород (Волчанская, 1981). Выделены следующие крупные структурно-литоморфные комплексы:

1 – комплекс эффузивных пород кислого состава с характерным для него относительно высоким гипсометрическим уровнем (выше 1800 м), сильно расчленённым рельефом с глубиной расчленения до 600-800 м и крутизной склонов до 35 градусов, с повсеместно развитым курумником, с узкими нередко скалистыми водоразделами;

2 – комплекс интрузивных пород кислого состава (гранитов), характеризующийся менее расчленённым рельефом, более плоскими и широкими водоразделами, выположенными склонами и высотным уровнем не превышающем 1800 м;

3 – комплекс осадочных пород позднепалеозойского и раннемезозойского возраста, широко развитый в северо-восточной части Баджальской морфострук-

туры, занимает высотный ярус мене 1500 м, постепенно снижающийся к северу до 500 м, и отличается слабо расчленённым рельефом с глубиной вреза от 500 м до 200 м, а в крайней северо-восточной части почти выположенным.

Таким образом, морфоструктурный план Баджальского хребта определяется сочетанием линейных, кольцевых и блоковых морфоструктур. Крупные черты морфоструктурного плана Баджальского хребта характеризуются унаследованной вытянутостью в северо-восточном направлении, поперечной неоднородностью, обусловленной широким развитием поперечных к основному простиранию морфоструктурной зоны структур, наличием многочисленных кольцевых и купольных форм. Современный рельеф Баджальского хребта наследует первичную интрузивную форму гранитного плутона.

## 2.4. История развития рельефа и морфоструктуры района

Среди исследователей на многие вопросы развития рельефа юга Дальнего Востока и, в частности, на формирование рельефа областей мезозойского возраста нет единой точки зрения. Сторонники неотектонической концепции (Чемеков, 1960, 1961, 1966; Никонова, 1960; Афонский, 1970) полагали, что неотектонический план независимым образом наложен на мезозойские структуры, и, что основные черты рельефа сформировались в течение неотектонического этапа. В палеогеновое время горный рельеф Приамурья подвергся выравниванию и приобрёл черты холмистого рельефа. В неоген-четвертичное время проявились интенсивные тектонические движения, которые привели к образованию современной горной страны. Высоты горных хребтов объяснялись величиной амплитуды неотектонических перемещений, которая оценивалась в 2000-2500 м (Шевченко, 1972).

Г.И. Худяков (1965, 1977, 1985), Р.И. Никонова (1965, 1966), В.К. Шевченко (1972), С.А. Салун (1977, 1978) придерживаются другой точки зрения. Они считают, что развитие рельефа неотделимо от всей истории развития района исследования и отмечают глубокую унаследованность многих структурных элементов. Формирование современной горной системы связывается ими с внедрением позднемеловых и палеогеновых интрузий гранитоидов. Данные по

коррелятным отложениям в межгорных впадинах свидетельствуют о фиксированном в палеогене горном расчленённом рельефе, высоты которого должны превышать современные на величину денудационного среза, выведшего на поверхность гипабиссальные фации интрузивных пород (1,5-2 км). Коррелятные этому рельефу отложения в олигоцен-миоценовых депрессиях достигают мощности 1 км и более и состоят из фаций грубообломочных пород, количество которых возрастает к бортам депрессий.

По мнению В.К. Шевченко (1972) современный рельеф Баджальского хребта создан не неотектоническими подвижками, а мощным накоплением вулканического материала позднемелового-палеогенового возраста на участках, испытывающих изостазический подъём по мере срезания с них толщ горных пород. В условиях интенсивной эрозии, денудации и аккумуляции равновесие поддерживается постоянным поднятием хребтов и прогибанием впадин. Об этом свидетельствует наличие интенсивных отрицательных гравитационных аномалий на высоких горах и положительных аномалий в межгорных впадинах. Это значит, что изостазия осуществляется благодаря изменению абсолютной высоты местности.

В целом же, для геоморфологических систем юга Дальнего Востока исследованиями Г.И. Худякова (1965, 1972, 1977), Р.И. Никоновой (1975), А.М. Короткого (1970) и других в развитии рельефа были установлены следующие особенности (Морфоструктурные исслед. ...., 1985):

в формировании рельефа неотектонические движения не являлись определяющими;

в истории развития рельефа не было этапа повсеместной пенепленизации, рельеф развивался унаследованно;

орогенные системы являются не эпиплатформенными, а эпигеосинклинальными, унаследованно и непрерывно формировавшиеся либо с палеозоя, либо с мезозоя и кайнозоя;

ведущую роль в геоморфогенезе играли тектоно-магматические процессы;

становление морфоструктур завершилось к концу мезозоя, и к этому времени определились основные уклоны земной поверхности;

речная сеть формировалась синхронно с морфоструктурами.

Предполагается, что становление и развитие морфоструктур сопровождало процессы континентального корообразования и способствовало консолидации дифференцированно развивающихся коровых пластин.

Исследователями, занимающимися изучением орогенов и их историей развития (Хаин, 1972, 1988; Щеглов, 1980; Филимонова, 1985), были установлены общие закономерности, характерные для многих орогенов. В развитии орогена отмечается определенная стадийность Все они проходят четыре стадии развития с последовательной сменой магматических и осадочных формаций. В.В.Середин (1987), изучая сводовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса, выделил четыре стадии их развития с последовательной сменой магматических формаций. Аналогичные данные получены В.Г. Сахно и С.О. Максимовым при изучении магматизма Баджальского района (Максимов, 1984; Металлогения орогенов, 1992).

## Развитие морфоструктуры Баджальского хребта

Всеми исследователями в настоящее время однозначно признается, что начало заложения и формирование основных элементов современного морфоструктурного плана территории Приамурья относится к позднему мезозою-раннему кайнозою (Худяков, 1972, 1984; Волчанская, 1981; Середин, 1987; и др.). Движения мезозойского тектогенеза привели к высокой степени дробления Баджальского поднятия и к развитию внегеосинклинального магматизма. В начале кайнозоя тектоно-магматическая активизация затухает, лишь в наиболее проницаемых участках имело место проявление базальтоидного магматизма. В палеогене и неогене развитие рельефа продолжается. Неоген-четвертичные движения, наложенные на ранее существовавший структурный план, определили и подчеркнули границы и основные черты морфоструктуры. Молодые движения подновили рельеф, совместно с экзогенными процессами придали современные черты, но эти движения являются унаследованными. Это доказано

изучением геологических тел и коррелятных отложений. Морфоструктура Баджальского хребта испытывала на всем протяжении своего развития восходящие тектонические движения. Нет твердых доказательств того, что были этапы относительного тектонического покоя и повсеместной планации рельефа. Наоборот, наличие кольцевых структур, многочисленные разнонаправленные нарушения служат доказательством интенсивной раздробленности и проницаемости земной коры. Заложенные еще до неогена, крупные впадины в кайнозое развивались и развиваются унаследованно. В современном рельефе представляют депрессии. Дифференцированные движения отдельных блоков обусловили гипсометрическую и морфологическую дифференциацию рельефа и морфоструктуры. История формирования Баджальской сводово-блоковой морфоструктуры автором представляется следующим образом (рис. 13, табл. 1).

## ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

### тектонической структуры, рельефа и морфоструктуры

***Этап погружения (Д-С-Р)***

В начале развития Сихотэ-Алинской складчатой системы в погружение была вовлечена восточная периферия Буреинского массива. В девоне по его восточной окраине активизировались древние разломы субмеридионального простирания, существовавшие на границе еще до девона. Вдоль них начинается прогибание и закладывается геосинклинальный прогиб (Урмийский), в котором накапливается толща пород терригенной формации: песчано-глинистые, известково-песчанистые отложения.

В течение С-Р площадь прогиба и интенсивность нисходящих движений увеличиваются в результате дальнейшей активизации древних разрывных нарушений и постепенного вовлечения в опускание по разрывам зоны сочленения. Сама поверхность прогибания усложняется образованием небольших поднятий и понижений. В процессе погружения накапливаются породы терригенной кремнисто-песчанико-алевролитовой формации. Расширение прогиба сопровождается эффузивным вулканизмом по разрывным нарушениям, по которым происходит опускание. Эффузивы представлены субвулканическими телами пластового и трещинного типа спилито-диабазовой формации.

**Рельеф в это время представлял низкую морскую аккумулятивную равнину, сформированную на осадочных породах впадины геосинклинального прогиба** (рис.13-1).

***I - Начальный этап развития –зарождение современной морфоструктуры*** **($P_2 - K_1$)**

*1 стадия – стадия инверсии ($P_2$).* В конце верхней перми в результате дифференцированных движений вдоль зон глубинных разломов происходит инверсия в краевой западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы с образованием Баджальского антиклинория (в составе Ванданского антиклинория) (рис.13-2). Поднятие сопровождается складкообразованием и внедрением первых гранитоидов куканского магматического комплекса. К этому времени относится активизация разломов древнего заложения и образование разрывных нарушений северо-восточного (Сихотэ-Алинского) простирания.

**В конце пермского периода был создан низкогорный слабодифференцированный рельеф высотой до 1000 м. Морфоструктура – сводового типа.**

*II стадия - предоорогенная (T-I-$K_1$).* Сихотэ-Алинская область продолжает свое геосинклинальное развитие. Площадь прогибания расширяется к востоку, вовлекаются участки западной окраины складчатой системы (рис.13-3). Накапливаются терригенные вулканогенно-кремнистые песчано-глинистые отложения. В зоне сочленения: продолжается инверсия, ведущую роль играют плавные сводовые деформации. Баджальский антиклинорий воздымается, разрастается и превращается в сводовое поднятие. Одновременно продолжают формироваться продольные разломы, активизируются разломы древнего заложения. По периферии поднятия активизация разломов северо-восточного и субширотного направлений сопровождается излиянием пород даянского комплекса (Середин, 1987; Металлогения орогенов, 1992). По окраинам Баджальского поднятия образуются прогибы Буреинский (на западе) и Горинский (на востоке). К концу периода устанавливается континентальный режим и происходит замыкание послеинверсионных прогибов. Одновременно подвижки по отдельным разломам приводят к расчленению свода на блоки. **Формируется сво-**

**дово-блоковая морфоструктура и среднегорный слаборасчлененный тип рельефа.**

*III стадия - раннеорогенная ($K_1$)* В самом начале раннего мела (в готериве) завершается геосинклинальная стадия развития складчатой системы. С формирования меловой молассы в грабенообразных впадинах территория Сихотэ-Алинской складчатой системы переходит к орогенному этапу развития. На западной окраине её (в пределах Баджальского антиклинория) начинается тектоно-магматическая активизация, проявляющаяся интенсивными дифференцированными движениями и мощным магматизмом в эффузивной и интрузивной формах с образованием Баджальского вулканогена (в региональном плане – части Хингано-Охотского вулканического пояса). Продолжается активизация древних субмеридиональных и субширотных разломов и образование сихотэ-алинских (продольных) северо-восточных, с которыми связаны центры вулканизма. Осадконакопление становится полностью терригенным.

Раннеорогенная стадия связана с формированием вдоль древних субмеридиональных активизированных разломов на границе Буреинского массива и Баджальского антиклинория (Урмийского и Тастахского) лакского андезитового комплекса. Вулканизм в обстановке сжатия не такой сильный и мощный, поэтому породы андезитовой формации имеют ограниченное развитие. Слабая вулканическая деятельность компенсируется образованием мощного гранитного плутона, формирование которого происходит длительно и многофазно и сопровождается образованием структур надвигов (Хаин, 1972; Красный, 1987). Ко времени зарождения на некоторой глубине мощного магматического очага и относится заложение современного структурного плана Баджальской морфоструктуры (рис.13-4). Образование этого очага сопровождалось разрастанием площади воздымания, перестройкой и усложнением структурного плана в связи со сводово-блоковыми деформациями над очаговой зоной.

**Морфоструктура представляет сводово-блоковое поднятие**, осложненное небольшими впадинами (грабенами), единичными вулканическими центрами и разломами преобладающего северо-восточного направления. **Рельеф сохраняется среднегорным** за счет постоянного воздымания.

**II этап - становление морфоструктуры $K_2 - P_2$**

В конце раннего – начале позднего мела (IV стадия – собственно орогенная) с ростом и продвижением магматического очага к поверхности восходящие движения усиливаются, параллельно идет углубление прогибов (Буреинского, Горинского). Дальнейшее поднятие Баджальского свода сопровождается его раскалыванием и активизацией внутрисводовых магмовыводящих разрывных нарушений северо-восточного направления, которые служат путями подъема к поверхности магмы с образованием вулканогенной толщи риолитовой формации и комагматичных интрузивных пород (и возможно гидротерм) баджальского комплекса и связанного с ними метасоматоза и оруденения. Вулканы располагаются цепочкой вдоль продольных разломов и в пересечениях. Особенностью этой стадии развития является формирование мощной толщи игнимбритов риолитовой формации, покрывающих свод в виде вулканического щита (плато), и внедрение урмийского гранитного плутона. **Формируется Верхнеамгунская морфоструктура очагового типа, в форме высокого сводового поднятия со слабо волнистой поверхностью первичного вулканического плато и отдельными вулканическими вершинами** (рис. 13-5). Когда сводовое поднятие достигло достаточно большой высоты и ширины за счет мощного излияния эффузивов, центральная часть свода, где наиболее интенсивно протекала вулканическая деятельность, проседает с образованием кальдер проседания и вулканотектонической депрессии (рис.13-6). В заключительную фазу формирования вулканического поднятия повышается роль поперечных разломов, которые служат каналами для поверхностных излияний и образования пород силинского магматического комплекса, представленных только интрузивной фацией и тяготеющих к периферии вулканогена, и окончательного застывания гранитного батолита на глубине около 3 км. Одновременно с этими процессами шло развитие оловянного оруденения с направленной сменой во времени и в пространстве высокотемпературных рудопроявлений низкотемпературными различных формационных типов.

Внедрение интрузий баджальского и силинского комплекса (и формирование сопровождающего их оруденения) было связано с разрывными наруше-

ниями, последующие дифференцированные движения вдоль которых обусловили блоковое расчленение первично ровной поверхности вулканического сооружения, и привели к образованию сводово-блоковой морфоструктуры.

В раннем и среднем палеогене (палеоцен-эоцен) восходящие движения (V стадия - позднеорогенная) продолжаются в обстановке компенсированного прогибания и слабого наземного вулканизма, а также вероятно, дальнейшего продвижения гранитов к поверхности уже после застывания (Лишневский, 1965; Благоволин, Шевченко, 1977; Бакулин, 1976). К этому времени относится завершение оформления Верхнеамгунской морфоструктуры в составе Хингано-Охотского орогена. В восточной краевой части орогена возникли межгорные впадины Среднеамурская, Удыль-Кизинская, Эворон-Чукчагирская (в них установлены раннепалеогеновые осадки). В палеоцене и эоцене происходит постепенное ослабление тектонической деятельности, но общее воздымание продолжается и в условиях континентального режима сопровождается денудацией сводового поднятия.

**Верхнеамгунская морфоструктура к концу этого времени представлена была среднегорным относительно расчлененным рельефом с отдельными участками высокогорного рельефа** (рис.13-6).

**III этап – развитие морфоструктуры $P_3$- Q**

Дальнейшее воздымание и активизация разломов в олигоцене приводит к распаду сводового поднятия на сегменты и образованию внутригорных депрессий. Ведущим типом тектонических движений становятся блоковые перемещения. **Баджальское сводовое поднятие представляет сочетание приподнятых на разную высоту блоков.**

В обстановке восходящих движений в олигоцене – миоцене $P_3$-$N_1$ (VI стадия – посторогенная или тафрогенная) шло дальнейшее формирование Верхнеамгунской морфоструктуры и срез ее. Постоянное воздымание сопровождается расколом Верхнеамгунской морфоструктуры. В осевой ее части образуется Верхнеамгунская грабенообразная впадина, разделяющая единую до того морфоструктуру на два сегмента: Баджальский и Дуссе-Алинский (рис.13-7). **Рельеф обоих сегментов высокогорный, расчлененный, состоящий из отдель-**

**ных хребтов и впадин. Развитие морфоструктуры сопровождается денудацией положительных форм рельефа и аккумуляцией во впадинах.**

В неоген-четвертичное время (неотектонический этап) формируются основные черты современного облика рельефа и морфоструктуры. Продолжается самостоятельное развитие сегментов Верхнеамгунской морфоструктуры (рис. 13-8). Оба сегмента испытывают постоянные восходящие движения и представляют области денудации. Верхнеамгунская впадина является областью неотектонического прогибания и аккумуляции. По периферии сегментов имеет место излияние базальтов. В связи продолжающейся магматической деятельностью Баджальское поднятие, разбитое на блоки, испытывает дифференцированные движения при общем воздымании по отдельным разломам с разной амплитудой, что подтверждается накоплением молассоподобных толщ в смежных депрессиях (Варнавский, 1971), выводом на поверхность гипабиссальных фаций интрузивных пород и связанных с ними рудопроявлений. Постоянное и интенсивное воздымание приводит к расколу Баджальского поднятия в западной осевой части и заложению по разлому долины верхнего течения р. Урми.

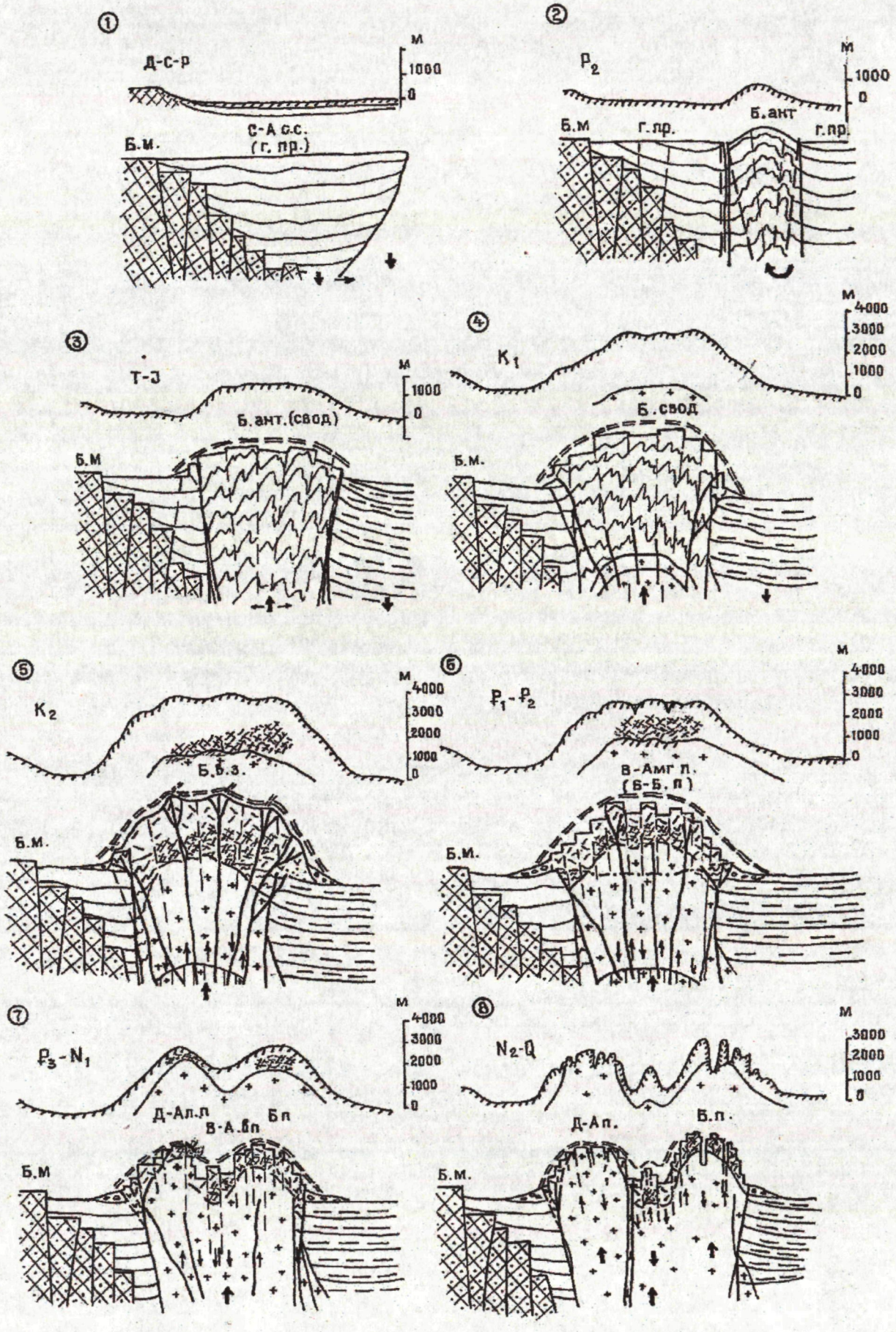
**Современный рельеф представляет сочетание среднегорных хребтов и межгорных впадин.** На этом этапе развивается речная сеть, в формировании которой основную роль сыграли разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного направлений. Продолжаются общие положительные движения, сопровождающиеся процессами врезания долин и денудации. Современный облик морфоструктуры Баджальского хребта представлен на рис.13-9, а также на профилях (рис. 11, 12)

Многочисленными исследованиями современных горных сооружений в разных регионах установлено, что одной из причин их формирования является подъем гранитов, продолжающийся после внедрения и застывания (Худяков, 1964; Лишневский, 1965; Зорин, 1967; Лихачева, Лукашов, 1971; Фрих-Хар, 1975, 1978; Волчанская, 1981 и другие). Поэтому преобладание восходящих движений в течение кайнозоя (геоморфологического этапа развития морфоструктуры) исследователями этой территории связывается с процессом подъема гранитоид-

ных масс (Лишневский, 1965; Шевченко, 1971; Сапожникова, 1970; Бакулин, 1976). К этому мнению присоединяется автор работы. Причинами подъема гранитоидов и формирования неотектонического поднятия являются либо процессы разуплотнения внутри гранитного слоя, либо увеличения мощности гранитного слоя за счет присоединения к нему нижележащих горизонтов земной коры, либо явление изостазии.

## 2.5. Морфоструктурные закономерности размещения оруденения

Многочисленные работы по изучению рудоносных районов с применением структурно-геоморфологических методов выявили определённую связь месторождений и рудопроявлений с различными формами рельефа и абсолютными высотами земной поверхности. В региональном плане благоприятными для локализации оловянной минерализации являются положительные морфоструктуры типа сводовых и купольных поднятий, которые в течение длительного времени сохраняют устойчивую тенденцию к дифференцированному воздыманию, тем самым обеспечивая денудацию рудоносных участков и вывод рудных тел на современную поверхность (Геология оловянных...,1979). Рудообразование генетически связано с гранитоидным магматизмом мезозойского возраста и разрывными нарушениями древнего и нового плана заложения. Рельеф морфоструктуры, размещение горных хребтов и межгорных долин часто соответствует поверхности кровли интрузивных батолитоподобных тел. Выявлена локализация месторождений различных типов полезных ископаемых на определённых высотных интервалах современного рельефа. Установлена она в Забайкалье, на Кавказе, в Приморье и в других районах. В Забайкалье большинство месторождений олова и вольфрама сосредоточено в интервале высот 1000-2000 м, а месторождения полиметаллов локализованы на участках с абсолютными отметками 600-1000 м (Корытов,1975). В Приморье гипсометрические уровни зон оруденения Сихотэ-Алиня изменяются от 0,7 до 1,3 км, при этом минерализация касситерит-кварцевой формации располагается на высотах 1,2-1,3 км, касситерит-силикатной – на 1,2-1,0 км, касситерит-сульфидной – 0,7-1,1 км и олово-


①
Д-С-Р
м
1000
0
С-А с.с.
(г. пр.)
Б.м.
②
$P_2$
м
1000
0
Б.ант
Б.м
г.пр.
г.пр.
③
Т-Ј
м
1000
0
Б.ант.(свод)
Б.М
④
$K_1$
м
4000
3000
2000
1000
0
Б.свод
Б.м.
⑤
$K_2$
м
4000
3000
2000
1000
0
Б.Б.З.
Б.м.
⑥
$P_1-P_2$
м
4000
3000
2000
1000
0
В-Амг п.
(Б-Б. п)
Б.м.
⑦
$P_3-N_1$
м
4000
3000
2000
1000
0
Д-Ал.п
В-А.бп
Бп
Б.М
⑧
$N_2-Q$
м
3000
2000
1000
0
Д-Ап.
Б.п.
Б.м.

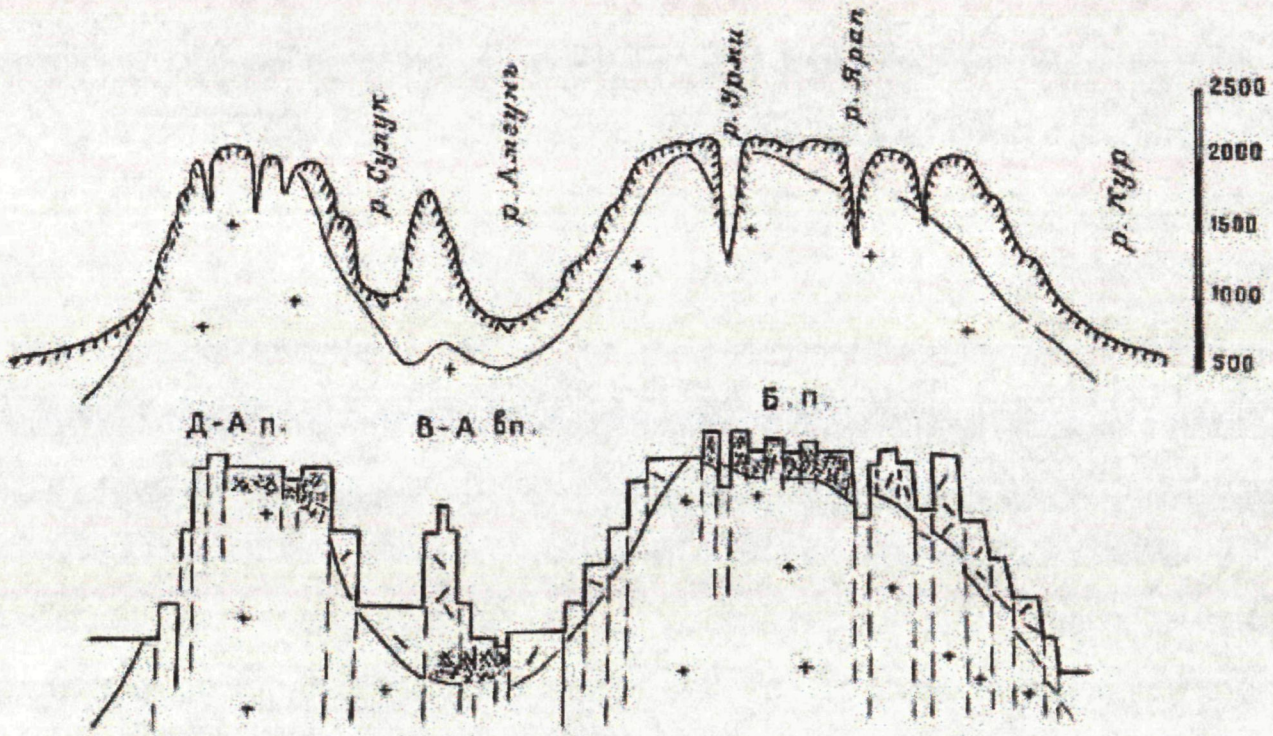
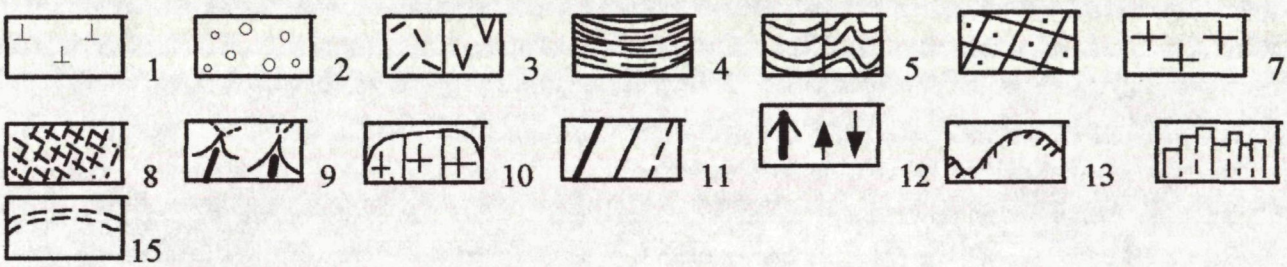



Рис. 13. Схема развития морфоструктуры Баджальского хребта (составлена автором)

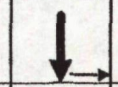
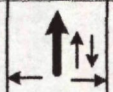
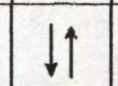



1 – базальты неоген-четвертичные, 2 – моласса разновозрастная, 3 – вулканиты меловые: а) риолиты, б) андезиты, 4 – триасово-юрский комплекс (Горинского синклинория), 5 – палеозойский комплекс: а) девонский краевого прогиба (Урмийского), б) каменноугольный-пермский (Баджальского антиклинория), 6) протерозойский комплекс (Буреинского массива), 7 – граниты позднемеловые, 8 – зона минерализации, 9 – вулканические центры, 10 – магматический очаг, 11 – разрывные нарушения разных порядков, 12 – направления тектонических перемещений: а) сводовых, б) блоковых, 13- линия поверхности палеорельефа, 14 – тектоническая структура времени образования, 15 – контур морфоструктуры

Б.м. – Буреинский массив, С-А с.с - Сихотэ-Алинская складчатая система, Б.ант. (свод) – Баджальский антиклинорий (свод), гс.пр. геосинклинальный прогиб, Б.в.з. – Баджальская вулканическая зона, В.А.п.- Верхнеамгунское поднятие (морфоструктура), Б.Б.п. – Баджало-Буреинское поднятие, Д.А.п. – Дуссе-Алинское поднятие, Б.п. – Баджальское поднятие, В.А.вп. – Верхнеамгунская впадина

Таблица 1

## Схема развития морфоструктуры Баджальского хребта

| Тект. этап | Время развития | Тип и знак тектонических движений | | Формирующаяся тектоническая структура | Структурно-формационная зона | Геоморфологические процессы | Тип и форма рельефа | Морфоструктура | Этапы разв-я |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Геосинклинальный | Д | Прогибание | | Геосинклинальный прогиб | Урмийский прогиб | Нисходящие движения, морская аккумуляция | Низкий аккумулятивный, морская равнина | Равнина на впадине | |
| | С - Р | Расширение и увеличение прогибания |  | Геосинклинальный прогиб | | Нисходящие движения, морская аккумуляция | Низкий аккумулятивный, морская аккумуляция | Равнина на впадине | |
| | $P_2$ | Инверсия, складкообразование | | Антиклинорий | Баджальский антиклинорий (часть Ванданского) | Инверсионные восходящие движения | Горный, низкогорье | Сводовая | |
| | Т - I | Плавные и диффренцированные поднятия и опускания |  | Сводовое поднятие, прогибы | Баджальское сводовое поднятие, Горинский, Буреинский прогибы | Дифференцированные движения на фоне плавных сводовых восходящих, сопровождающиеся денудацией на поднятиях и аккумуляцией на опусканиях | Горный, среднегорье, среднерасчлененный | Сводовая | |
| орогенный тектоно-магматическая активизация | $K_1 - P_2$<br>$K_1$ | Дифференцированные движения при общем воздымании, сопровождающие формирование магматического очага и начальный вулканизм | | Вулканический покров на сводовом поднятии | Баджальская вулканическая зона | Вулканогенная аккумуляция | Нагорье | Очаговая, Верхнеамгунская | Начальный (зарождение) |
| | $K_2$ | Воздымание с мощным магматизмом в эффузивной и интрузивной формах | | Вулкано-плутоническое поднятие | Баджальское вулкано-плутоническое поднятие в составе Хингано-Охотского вулк. пояса | Восходящие движения, возможно частично дифференцированные | Высокий, нагорье, слаборасчлененный | Очаговая, Верхнеамгунская | Средний (становление) |
| | $P_1 - P_2$ | Дифференцированные движения при общем воздымании | | Сводово-блоковое поднятие, межгорные прогибы | Баджало-Буреинское сводово-блоковое поднятие, Средне-Амурская и другие впадины | Дифференцированные движения при общем восходящем направлении | Высокогорный, расчлененный, отдельные хребты и впадины | Сводово-блоковая Верхнеамгунская (и другие соседние) | |
| посторогенный | $P_3 - N_1$ | Дифференцированные разноамплитудные унаследованные движения при общем воздымании | | Сводово-блоковая структура, Верхнеамгунский грабен | Баджальское, Дуссе Алинское поднятия, Верхнеамгунская депрессия | Дифференцированные перемещения блоков при общем восходящем направлении, денудация и аккумуляция, формирование речной сети | Высокогорный, расчлененный, отдельные хребты и впадины, в т. ч. Баджальский хребет, Верхнеамгунская и Курская впадины | Сводово-блоковая, сочетание поднятых и опущенных блоков | Поздний (развитие) |
| неотект | $N_2 - Q$ | — \|\| — |  | Сводово-блоковая структура, разрывные нарушения | Баджальское сводово-блоковое поднятие | — \|\| — | Горный, расчлененный, отдельные отроги Баджальского хр. | — \| — | |

порфировой – 1,1 км (Корытов,1975; Волчанская, 1981), а все полиметаллические месторождения располагаются на площадях с абсолютными высотами до 800 м. Аналогичные данные по другим рудным районам позволили сделать вывод о существовании региональных и локальных первичных уровней оруденения, образованных на определённых глубинах от поверхности палеорельефа и затем выведенных процессами денудации на современную поверхность (Баранов, Овчинников, 1974; Корытов, 1968, 1975; Волчанская, 1981).

Гипсометрические уровни размещения оруденения в пределах морфоструктур орогенных площадей показывают значительную выдержанность высот рудовмещающих блоков для определённых групп рудоносных формаций, что может использоваться как один из поисковых признаков при разбраковке рудовмещающих блоков в пределах района. Для оловорудных формаций указываются фоновые высоты 1,2-1,4 км (Корытов, 1975), 1,5-1,6 км (Волчанская,1981), 1,5-1,0 км. (Тулохонов, 1978).

### 2.5.1. Особенности размещения оруденения

Результаты морфоструктурного исследования Баджальского рудного района в значительной степени подтверждают выше указанные особенности локализации оруденения в региональном плане. Морфоструктурная позиция района определяется приуроченностью его к сводово-блоковому поднятию, образование которого связано с позднемезозойской тектоно-магматической активизацией. На всем протяжении истории развития морфоструктура испытывала постоянные восходящие движения, способствующие эрозионно-денудационным процессам.. Оловянное оруденение генетически и пространственно связано с гранитоидным магматизмом позднемелового возраста. В целом, можно подтвердить пространственно-временное единство морфогенеза, рельефообразования и рудогенеза, совпадение временных интервалов их развития в пределах одной вулкано-плутонической (очаговой) системы (Морфостр. исслед..., 1985).

Морфоструктурная обстановка развития хребта оказала значительное влияние на размещение оруденения. Анализ расположения рудопроявлений в морфоструктуре Баджальского хребта показал, что рудная минерализация лока-

лизована в полосе северо-восточного направления в центральной части сводово-блокового поднятия. Многочисленные рудопроявления отмечаются в интервале абсолютных высот 1100-2100 м, наибольшая концентрация их фиксируется на высотах 1600-1900 м. Максимально сконцентрированы рудопроявления в интервале 1700-1800 м. Отмечается чёткая приуроченность рудопроявлений к рудоносным блокам с высокими фоновыми высотами, в преобладающей массе - к блокам с высотами выше 2000 м. Такие блоки, образующие систему наиболее приподнятых блоков, составляют осевую часть Баджальской морфоструктуры. Именно в этой части Баджальский хребет испытал максимальное воздымание, что, по мнению автора, и привело в период максимального растяжения к образованию Верхнеурмийского разлома в западной части свода и его расколу. В восточной части морфоструктуры это растяжение было, возможно слабее, и выразилось разломом вдоль кл. Разломного и оси Баджальского хребта. В центральной части морфоструктуры разрыва не произошло, но площадь максимального воздымания фиксируется здесь преобладающим количеством максимальных высот.

Относительно поверхности гранитного плутона оруденение протягивается от эндоконтакта на расстояние (высоту) до 1600 м. Наибольшее количество рудопроявлений сосредоточено на расстоянии 600-1200 м от кровли гранитов. Вертикальный размах оловянного оруденения достигает более 1 км.

Положение рудоносных узлов контролируется основными морфоструктурными элементами: кольцевыми морфоструктурами, линейными морфоструктурами северо-восточного, субширотного и северо-западного простирания и элементами блокового строения. В различные стадии развития морфоструктурный контроль оруденения возможно менялся. В начальную стадию ведущую рудоконтролирующую роль играли линейные морфоструктурные элементы (разрывные нарушения) северо-восточного и субширотного направления, пересечение которых определяли развитие вулканизма и магматизма и сопровождающих их вулкано-тектонических структур. В стадию становления морфоструктуры размещение оруденения контролировалось кольцевыми морфоструктурами и элементами внутренней блоковой структуры. В последующие стадии

развития ведущее значение приобретают режим и характер неотектонических движений, способствующих выводу и сохранности оруденения в современном срезе. Оруденение контролируется блоковыми структурами различной конфигурации. Среди них ведущее положение занимают блоки четырехугольной формы. В отдельных случаях границами блоков служат кольцевые разломы, определяющие дугообразную морфологию блока.

Для выявления особенностей размещения оруденения в блоках были изучены такие их характеристики, как максимальные, минимальные и относительные высоты, характер расчлененности (количество высотных интервалов или уровней), положение рудных жил и зон в пределах высотных интервалов. Характер расчлененности определялся количеством высотных интервалов (уровней) в блоке: чем их больше, тем выше расчлененность. Выделение высотных уровней проведено по принципу генерализации рельефа, но рассматривалась не вся рудоносная площадь как единое целое, а каждый блок отдельно, независимо от окружающих блоков (Орлова, 1984). На территории каждого блока в соответствии с расположением горизонталей оконтуривались участки (интервалы) с разным высотным уровнем с разницей высот 200 м. Высотные отметки русел во внимание не принимались. Отсчет уровней начинается от самого верхнего высокого в блоке. В каждом блоке наблюдается несколько высотных интервалов или уровней. По результатам расчленения составлены схемы расчлененности блоков Верхнеурмийского и частично Верхнебаджальского рудных узлов, куда вошли и рудные и безрудные блоки (рис. 16, 17).

Анализ расчлененности выявил следующие особенности блоков. Все рудоносные блоки имеют максимальные отметки около 2000 м и выше. Характеризуются различной степенью расчленения, которая находит отражение в величине относительных высот и количестве высотных интервалов. Блоки, вмещающие минерализацию, характеризуются количеством высотных интервалов от 5 до 8, относительными высотами от ~ 800 м до ~ 1400 м (табл. 2). Для блоков, содержащих крупные рудопроявления и месторождения, характерна достаточно высокая степень расчлененности, наличие 6 и более высотных интервалов. Относительные высоты составляют порядка 1000 м с небольшими отклоне

Таблица 2

## Характеристика расчлененности блоков

| № блока, рудопроявление | max H,м | min горизонталь,м | относит. высота, м | Гипсометрические ступени | | | | | | | | | | кол-во ступеней | рудовмещающая ступень |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | <600 | 600-900 | 800-1000 | 1000-1200 | 1200-1400 | 1400-1600 | 1600-1800 | 1800-2000 | 2000-2200 | >2200 | | |
| 1.Болторо | 1959 | 640 | 1319 | | + | + | + | + | + | + | + | | | 8 | 4 |
| 2.Грустное | 2000 | 920 | 1080 | | | + | + | + | + | + | + | | | 6 | 1,2 |
| Проскурникова | | | | | | | | | | | | | | | |
| 3.Двойное | 2000 | 920 | 1080 | | | + | + | + | + | + | + | | | 6 | 1,2 |
| 3.Лев.Орокот | 2000 | 920 | 1080 | | | + | + | + | + | + | + | | | 6 | 2 |
| 4.Пр. Орокот | 2120 | 1200 | 920 | | | + | + | + | + | + | + | + | | 7 | 2 |
| 5.Омот | 2194 | 1160 | 1034 | | | | + | + | + | + | + | + | | 6 | 2,3 |
| 6.Омот-Макит | 2156 | 1000 | 1156 | | | | + | + | + | + | + | + | | 6 | 3 |
| 7.Право-урмийское | 2040 | 1000 | 1040 | | | + | + | + | + | + | + | + | | 7 | 3,4 |
| 8.Восточное | 2081 | 1000 | 1081 | | | + | + | + | + | + | + | + | | 7 | 3 |
| 9.Талиджак | 2219 | 1200 | 1019 | | | | | + | + | + | + | + | + | 7 | 2,3 |
| 10.Ближнее | 2102 | 760 | 1342 | | + | + | + | + | + | + | + | + | | 8 | 3,4,5,6 |
| 11.Моренное | 2086 | 780 | 2006 | | | | + | + | + | + | + | + | | 8 | 2 |
| 12.Каровое | 2081 | 760 | 1321 | | | + | + | + | + | + | + | + | | 7 | 2 |
| 13.Л.Грива | 1959 | 840 | 1119 | | | + | + | + | + | + | + | | | 6 | 2,3 |
| 14.Букам | 1871 | 1120 | 750 | | | + | + | + | + | + | + | | | 6 | |
| 15.Рудное | 2104 | 920 | 1184 | | | + | + | + | + | + | + | + | | 7 | 2,3,4 |
| 3.Хребтовая | | | | | | | | | | | | | | | 2,3 |
| 16. | 2194 | 1200 | 994 | | | | | + | + | + | + | + | | 5 | |
| 17. | 2221 | 960 | 1260 | | | + | + | + | + | + | + | + | + | 8 | |

ниями в обе стороны. Рудопроявления располагаются на разных высотных уровнях (2, 3, 4, 5, 6), но оптимальным уровнем, прослеживающимся почти по всем рудоносным блокам, является третий. Рудопроявления практически не наблюдаются на первом высотном уровне и мало встречаются на 5 и 6. Безрудные блоки отличаются меньшими относительными высотами и меньшей степенью расчленения с количеством ступеней менее 5. В блоках с расчлененностью свыше 7 ступеней оруденение может быть уже уничтожено или вскрыты корни оруденения (месторождение Ближнее), в блоках с меньшей расчлененностью возможно обнаружение «слепого» оруденения при наличии и других благоприятных признаков. Перспективными являются блоки более расчлененные (шесть и более ступеней), но среди них более большими перспективами обладают блоки с меньшим числом гипсометрических уровней, т. е. с шестью или пятью.

Таким образом, рудоносными блоками являются высокие блоки с относительными высотами близкими к 1000 м, с количеством ступеней от 5 до 7. Рудопроявления в них размещено на 3 ступени, но может и на 2 и 4 ступенях. С помощью такого анализа блоков можно локализовать перспективные блоки, выделив среди них первоочередные.

### 2.5.2. Морфоструктурная позиция рудных узлов и рудопроявлений

**ВЕРХНЕУРМИЙСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ** располагается в западной части Баджальской морфоструктуры и совпадает с Верхнеурмийской вулкано-плутонической структурой. Его морфоструктурный план образован купольной структурой Верхнеурмийского гранитного массива К востоку от гранитного массива залегает экструзия риолитовых кристаллоигнимбритов в форме лакколита, составляющая центральную часть Урмийской кальдеры. В осевой части Верхнеурмийская купольная структура рассечёна Верхнеурмийским разломом. Неотектонические движения в этой части морфоструктуры были устойчиво положительными и способствовали выводу на поверхность гранитного массива. Многочисленные разломы северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений разбили узел на различно поднятые элементарные блоки.

Часть блоков сложена риолитовыми игнимбритами и дацитовыми порфироигнимбритами, часть - гранитами баджальского комплекса. Отмечаются также дайки гранит-порфиров и мелкозернистых гранитов.

Вертикальный размах оруденения узла, определенный на основании гипсометрического положения разведанных рудных зон и рудопроявлений, оценивается в 400-700 м. В условиях постоянного интенсивного воздымания минерализация вскрыта в интервале абсолютных высот 1300-2000 м (рис. 14). Независимо от формационной принадлежности и фациального состава рудопроявления в вертикальном и горизонтальном направлении постепенно сменяют друг друга. Наибольшая концентрация оруденения отмечается на абсолютных высотах 1700-1900 м.

Вертикальная протяженность и размещение оруденения относительно кровли гранитов составляет 1600-1700 м: При этом выделяется два уровня оруденения: I уровень находится в интервале 0,3 – 0,8 км, II уровень – в интервале 1,2-1,6 км от поверхности кровли гранитов (рис. 15).

Рудопроявления относятся к разным фациям касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций. На самом низком гипсометрическом уровне (1300-1400 м) находится рудопроявление скарнового типа Болгоро. Низкие уровни 1400-1700 м занимают рудопроявления касситерит-кварцевой формации грейзенового типа (с кварцевой и кварц-топазовой фациями), сменяющиеся по мере увеличения высоты (выше 1700 м) серицитовыми, турмалиновыми или хлоритовыми типами. Это явление согласуется с зональностью околорудных метасоматитов (Болотников, Попов, 1975; Огнянов, 1978; Беспалов, 1983; Усенко, 1984; Крюков, 1986; Алексеев, 1989). Однако для оловянного оруденения района отмечается неустойчивость связей его с околорудными метасоматитами: на различных рудопроявлениях оловянная минерализация концентрируется в породах различных фаций грейзенов, турмалинитов либо хлоритов.

Создается картина полиформационности рудных объектов.

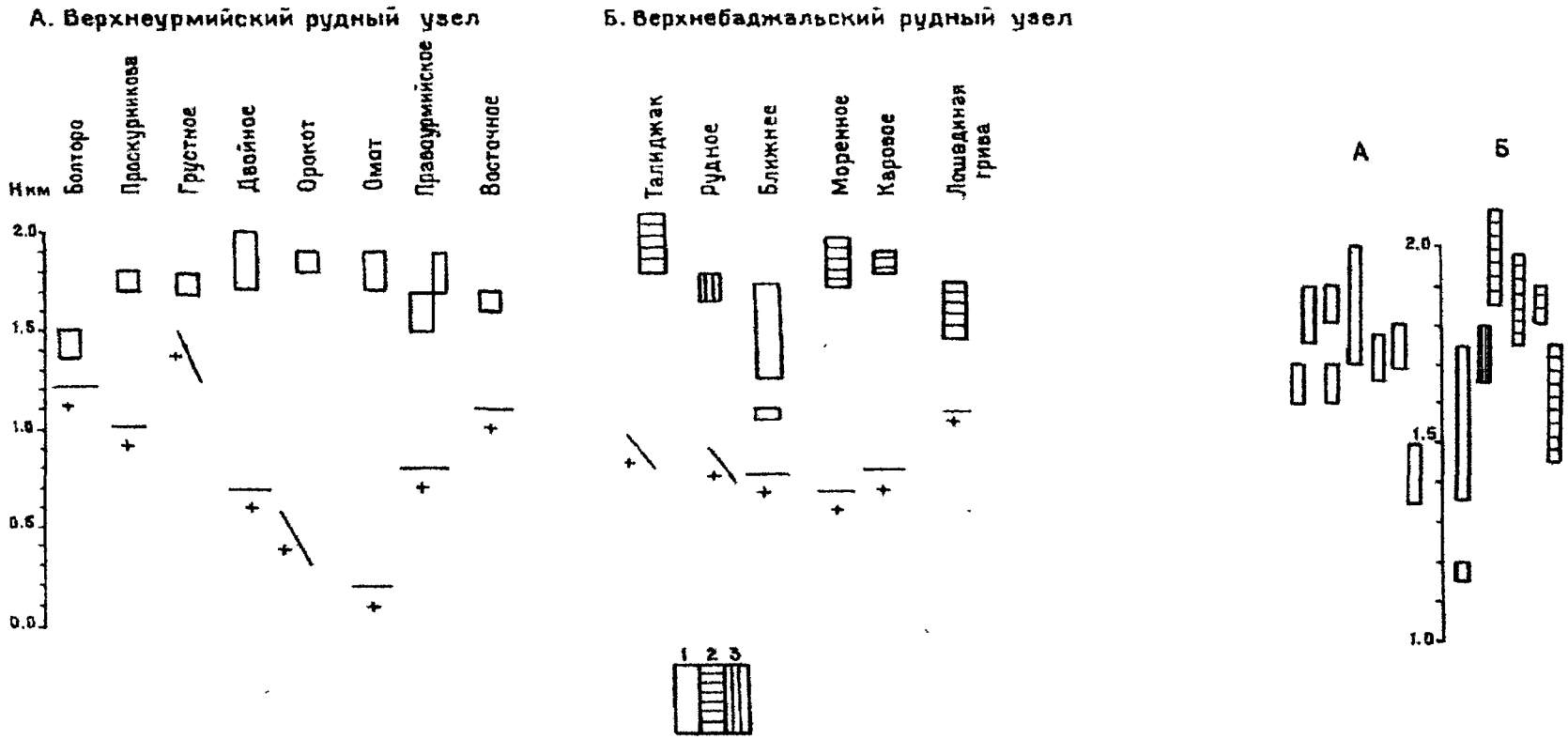



Рис. 14. Схема пространственного размещения рудопроявлений (I) и их гипсометрические уровни (II)

I - Гипсометрическое местоположение рудопроявлений и кровли гранитного плутона,

II - Гипсометрические уровни оруденения: А – Верхнеурмийского узла, Б – Верхнебаджальского узла

Рудопроявления: 1 – касситерит-кварцевой формации; 2 – касситерит-силикатной формации;

3 – касситерит-сульфидной формации

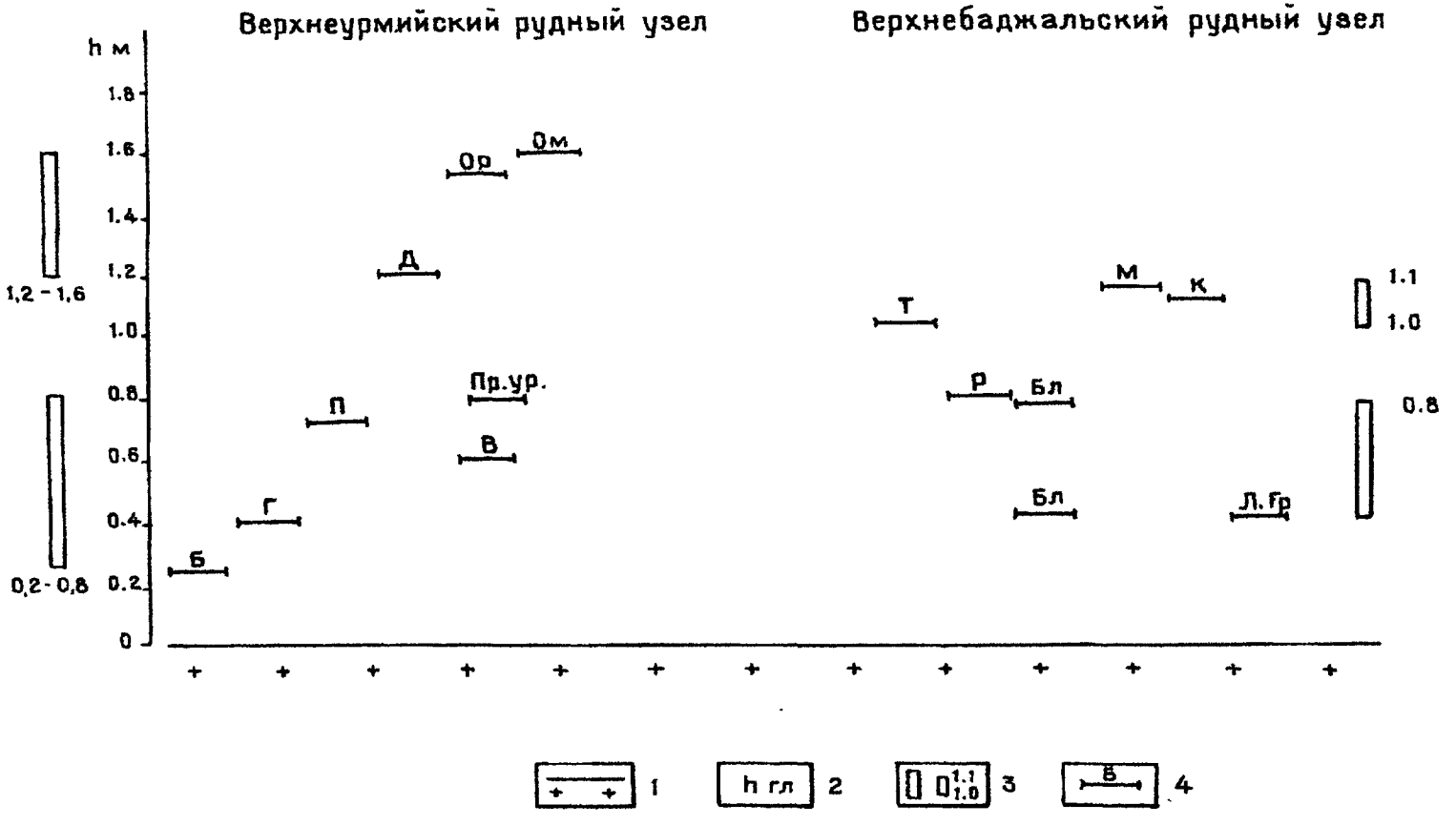



Рис. 15. Схема вертикальной протяженности оруденения относительно кровли гранитного плутона

1 – условная поверхность кровли гранитов; 2 – $h_{гл}$–расстояние до нижней границы распространения оруденения в рудопроявлении; 3 – интервалы наибольшей концентрации оруденения; 4 – рудопроявления: Б – Болторо, Г – Грустное, П – Проскурникова, В – Восточное, Пр. – Правоурмийское, Д – Двойное, Ор. – Орокот, Ом. – Омот, Т – Талиджак, Р – Рудное, Бл. – Ближнее, М – Моренное, К – Каровое, Л.Гр. – Лошадиная Грива

В центральной части узла в пределах урмийской кальдеры на пересечении субширотных и северо-западных разломов расположена **Правоурмийская рудоносная** структура. Она ограничена системами пересекающихся разломов, вдоль которых заложены долины рек Ирунгда, Прав. Омот и Урми, имеет в поперечнике до 7 км. Геологическое строение отличается однообразием и представлено экструзивными риолитовыми кристаллоигнимбритами с небольшими останцами на высоких участках дацитовых игнимбритов. Морфоструктурный план ее образован кольцевой структурой (часть урмийской кальдеры), которая в центральной части с юго-запада на северо-восток рассекается разрывным нарушением, выполненным дайкой гранит-порфиров, с которой генетически связано месторождение Правоурмийское. Рудная минерализация месторождения представляет линейный штокверк, развитый в эндо-экзоконтакте дайки. Месторождение в современном рельефе вскрыто на глубине 1600-1700 м, и по данным геологической разведки прослеживается до глубины 1400 м. Оно расположено в рудоносном блоке с максимальной высотой 2040 м, с достаточно высокой степенью расчленения: наблюдается 7 высотных интервалов. Месторождение находится на 2 и 3 высотном уровне. На более низких ступенях никакой минерализации не отмечено. На первом высотном интервале встречаются отдельные незначительные проявления турмалинового типа, обогащенные сульфидами.

**Рудоносная морфоструктура «Ось Баджала»** приурочена к Баджальскому разлому, протягивающемуся в осевой части Баджальского сводово-блокового поднятия, и представляет линейную структуру длиной до 50 км при ширине 2-3 км. Простирание её меняется от северо-восточного до субширотного. В западной части узла фиксируется вдоль гранитного массива (купольной структуры), а к востоку по мере удаления от гранитов – небольшими дайками гранит-порфиров. Рудопроявления локализуются на пересечении Баджальского разлома с разрывными нарушениями субмеридионального и северо-западного направлений. Многочисленными разломами структура разбита на поперечные блоки.

Рис. 16. Схема расчлененности Верхнеурмийского рудного узла (фрагмент)

1 – блокоразделяющие разломы, 2 – внутриблоковые разломы, 3 – ось хребта,

4 – абсолютные высоты хребта, 5 – месторождения (Пр-Правоурмийское,

Т-Талиджак, Бл-Ближнее, Р-Рудное) и рудопроявления, 6 – высотные интервалы

Рудопроявления структуры Ось Баджала располагаются в рудоносных блоках с максимальными высотами 1959-2221 м, а выходы зон на современной поверхности зафиксированы на высотах 1700-2000 м. Рудоносные блоки структуры являются частью системы максимально приподнятых блоков Баджальской морфоструктуры. Все они характеризуются высокой степенью расчленения с 6 и 7 ступенями. Оруденение расположено на 2, 3 и 1 ступенях. Относительные высоты изменяются от 900 до 1200 м.

Наибольший интерес в этой структуре имеют рудопроявления Двойное, Орокот и Омот. Они находятся в самых высоких блоках структуры. Рудопроявление Двойное расположено в рудоносном блоке с максимальной высотой 2000 м и вскрыто в современном срезе на абсолютных высотах 1700-2000 м. Зоны рудопроявления Правый Орокот находятся в блоке с максимальной высотой 2120 м на высотах 1900-1800 м. Зоны рудопроявления Омот вскрыты на высотах 1700-1900 м в рудоносном блоке с высотой 2194 м. Эти рудовмещающие блоки имеют 6 высотных интервалов, относительные высоты 900-1156 м. Рудопроявления Орокот и Омот размещаются на 3 высотном уровне, Двойное – на 1 и 2 .

**ВЕРХНЕБАДЖАЛЬСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ** расположен к востоку от Верхнеурмийского узла, в пределах наиболее приподнятой части свода и охватывает бассейн верхних течений рек Герби, Талиджака, Баджала, Дуки, Лев. Ярапа. В морфоструктурном плане имеет довольно сложное блоковое строение и представляет сочетание линейных, дуговых и кольцевых вулкано-тектонических морфоструктур разного ранга. Здесь расположены Гербинская кальдера, характеризующаяся в свою очередь сложным строением, ряд кольцевых и купольных структур более мелких порядков.

В Верхнебаджальском рудном узле оруденение размещено на абсолютных высотах 1100-2100 м (рис. 14), вертикальная протяженность, оцениваемая по разведанным рудопроявлениям, составляет 1000 м. Оптимальный уровень концентрация оруденения зафиксирован на высотах 1700-1900 м. Относительно гранитного плутона рудопроявления расположены более «компактно» и сосредоточены на расстоянии 600-1200 м (рис. 15). Этажность в размещении

Рис. 17. Схема расчлененности Верхнебаджальского узла (фрагмент)
(условные обозначения на рис 14)

оруденения выражена здесь слабее. Предположительно, первый уровень можно выделить в интервале 0,6-0,8 км, а второй (более уверенное) – в интервале 1,0-1,1 км. Оруденение размещается в линейных морфоструктурах субмеридионального и северо-западного направлений с постоянным углом сопряжения 40-50° (Беспалов, 1981), в высоких блоках, примыкающих к осевой части сводового поднятия. Все рудоносные блоки характеризуются высокой степенью расчленения с 6-8 высотными интервалами, относительными высотами от 1000 до 1400 м. Рудопроявления наблюдаются на 2, 3, 4, 5, 6 интервалах, но в основном на 2 и 3.

В этом рудном узле на высоких гипсометрических уровнях расположены рудопроявления касситерит-силикатной формации. Единичные рудопроявления касситерит-сульфидной формации отмечены на более низких гипсометрических уровнях. На самом низком уровне находится месторождение Ближнее, которое относится к касситерит-кварцевой формации.

В составе узла выделяются Герби-Талиджакская, Баджало-Левоярапская и Верхнебаджальская рудоносные морфоструктуры. Рудопроявления сконцентрированы в южной половине узла в полосе северо-восточного простирания, пересекающей все рудоносные морфоструктуры с запада на восток.

**Герби-Талиджакская рудоносная морфоструктура** располагается в междуречье рек Герби и Талиджака и является частью Гербинской кольцевой морфоструктуры (кальдеры), чем определяется ее морфологическое своеобразие. В морфоструктурном плане представляет собой кольцевую структуру диаметром 20-25 км, построенную экструзией кристаллолитокластических игнимбритов риолитов и липарито-дацитов, прорванных небольшими телами гранитоидов баджальского комплекса. Кольцевое строение подчёркивается концентрически-радиальным рисунком гидросети и сосредоточением максимально высоких отметок в центральной части структуры. Её строение характеризуется наличием кольцевых структур более низкого порядка, а также сети разноориентированных разрывных нарушений, расчленяющих структуру на систему элементарных разновысотных блоков. Высотные отметки блоков изменяются от 1200 до 2219 м. Непосредственно рудоконтролирующая структура прослеживается в виде серии

сближенных разрывных нарушений северо-восточного простирания в юго-восточной части Гербинского экструзива (по мнению автора может рассматриваться как продолжение структуры «Ось Баджала»).. Рудовмещающими являются разрывные нарушения северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений, сопряжённые с северо-восточными нарушениями, и выраженные участками повышенной трещиноватости, дробления и метасоматически изменённых пород (Запорожцев, 1989, ф). В дуговых разрывах и оперяющих их трещинах (руч. Королёва) отмечено оруденение оловополиметаллического типа. Оловянные рудопроявления располагаются в блоках, характеризующихся максимальными высотами (более 2000 м). Максимальная высота рудоносной морфоструктуры 2219 м. Наиболее изученным и перспективным является рудопроявление Талиджак, состоящее из серии зон Ермак, Королева, Южная, Лавинная и других, расположенных над куполовидным поднятием гранитов. Высота рудоносного блока - 2219 м. В процессе неотектонического воздымания рудные зоны были выведены на поверхность и вскрыты в интервале глубин 1850-2100 м. Рудовмещающий блок расчленен на 6 высотных интервалов, относительная высота его составляет 1019 м. Рудные зоны находятся на 3 и 2 высотном интервале.

**Баджало-Левоярапская рудоносная морфоструктура** располагается в юго-восточной части Баджальского рудного узла. Границы её совпадают с дуговыми разломами, протягивающимися через ручьи Встречный, Южный, Левый Ярап, Каровый, составляющими систему кольцевых разрывных нарушений этого рудного узла. В геологическом строении принимают участие толща однообразных кристаллоигнимбритов риолитов, рио-дацитов и дацитов. В юго-восточной краевой части обнажаются породы палеозойского возраста. К пограничной зоне приурочены многочисленные субвулканические интрузии риолитов, дайки габбро-диоритов, диоритовых порфиритов, фиксирующие нарушения субширотного простирания. Одно из таких нарушений определяет положение крупного гранитного массива – штока Рудного, который относится к силинской группе интрузий. Контролируют оруденение и являются рудовмещающими разрывные нарушения северо-восточного направления. Рудоносная структура

вмещает зоны Голубую, Каскадную и месторождение Рудное, вскрытые в современном рельефе на абсолютных высотах 1500-1900 м. Максимальная абсолютная высота рудоносной структуры составляет 2104 м. Зона Хребтовая - основа месторождения Рудного, в современном рельефе вскрыта на высоте 1700-1900 м. Рудовмещающий блок имеет 7 высотных интервалов, относительная высота его составляет 1184 м. Месторождение занимает 2 и 3 высотные уровни.

**Верхнебаджальская рудоносная морфоструктура** расположена в краевой северо-восточной части рудного узла. В плане предс гавляет полукольцевую купольную структуру размером в поперечнике 20×24 км, ограниченную дуговыми разломами, выраженными долинами рек Баджала и его притока Дуки-Макит, и линейным разломом северо-восточного прос гирания, выраженным в современном рельефе долиной руч Разломного и рядом уступов и обрывов по оси Баджальского хребта. В строении её выделяется серия вулканотектонических купольных структур более низкого порядка размером в поперечнике 3-6 км. Внутреннее строение структуры осложнено системой радиально-концентрических нарушений, подчёркнутых развитой по ним гидросетью, линейных разрывных нарушений и наличием более мелких купольных образований. Наиболее приподнята центральная часть структуры, где высоты достигают величины 2100-2157 м. К периферии приурочены блоки относительно опущенные с высотами менее 1600 м, сложенные породами триасово-юрского комплекса. По разломам северо-западного направления структура разбита на серию поперечных блоков, а системой разрывных нарушений Баджальской зоны разломов в южной части расчленена на множество мелких блоков.

На площади этой рудоносной структуры находятся рудопроявления: Моренное, Каровое, Лошадиная Грива и месторождение Ближнее. Рудопроявления сконцентрированы в полосе, протягивающейся через всю структуру с запада на восток, и располагаются в высоких блоках с абсолютными высотами вершинных поверхностей свыше 2000 м.

Наиболее изученным является месторождение Ближнее. Структура месторождения представляет чередующиеся плитообразные блоки, ограниченные разломами северо-западного простирания. Месторождение составляю г несколь-

ко рудных зон, расположенных на разных гипсометрических уровнях: Зона Юбилейная вскрыта в современном срезе на абсолютных высотах 1150-1200 м, зона Липаритовая – на 1300 м, другие зоны отмечены в интервале высот 1350-1750 м. Максимальная высота рудоносной морфоструктуры 2102 м. Максимальные высоты рудоносных блоков – 2086, 2081, 2102, 1959 м. Рудоносный блок, вмещающий месторождение Ближнее (з. Юбилейная), имеет высоту 2086 м. Он характеризуется самой высокой степенью расчленения – отмечается 8 высотных интервалов, самой большой относительной высотой до 1342 м. Месторождение находится на 6 высотном уровне. В этом же блоке на 2 ступени расположено рудопроявление Моренное.

Рудопроявление Лошадиная Грива располагается в восточной части структуры и локализовано в крупном разрывном нарушении субмеридионального простирания и в оперяющих трещинах скола северо-западной ориентировки. Представлено несколькими зонами, вскрытыми на разных высотах: зона Главная, представляющая наибольший интерес, – на 1450-1750 м, зона Восточная - 1550-1680 м, зона Западная – 1490-1710 м. Вертикальный размах оруденения – 300 м. Рудопроявление расположено в рудоносном блоке высотой 1959 м, с относительной высотой 1119 м, в котором выделено 6 высотных интервалов. Оруденение занимает 3 и 2 высотные уровни.

Наиболее высокое положение занимают рудные тела рудопроявлений Карового (высота рудоносного блока 2081 м) и Моренного (высота рудоносного блока 2086 м), а выходы рудных тел зафиксированы в интервале высот 1800-2000 м. Блок, вмещающий рудопроявление Каровое, характеризуется наличием 7 высотных интервалов, относительной высотой 1321 м, оруденение расположено на 2 уровне.

Анализируя размещение оруденения в рудных и отсутствие его в безрудных блоках, автором выделены следующие м о р ф о с т р у к т у р н ы е поисковые п р и з н а к и оруденения. Оруденение связано с кольцевыми структурами купольного и кальдерного типа, дуговыми и линейными структурами северо-восточного простирания. В одних случаях оно расположено на сочленении кольцевых и линейных морфоструктур (рудоносная структура «Ось Баджала»),

в других внутри кольцевых, чаще кальдерных на пересечении линейных морфоструктур северо-восточного и северо-западного простираний. Перспективными можно считать блоки, расположенные в центральной осевой части района, в тектонически активной полосе постоянного воздымания, характеризующиеся максимальными абсолютными (около 2000 м и выше) и высокими относительными высотами (в пределах 1000 м), оптимальной, достаточной для вывода оруденения на поверхность, степенью расчленения с 6 (возможно 5-7) высотными интералами. Благоприятными для сохранения оруденения являются блоки со слабо вскрытыми гранитными массивами, или блоки с чехлом эффузивов, под которым находится куполовидное поднятие гранитов, еще не вскрытое денудацией.

# ГЛАВА 3. МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ДЕНУДАЦИОННОГО СРЕЗА

Существование месторождений и рудопроявлений в современном срезе зависят от величины и особенностей денудационного среза оруденения. Под денудационным срезом понимается расстояние между земной поверхностью, существовавшей во время формирования месторождения на той или иной глубине, и современной земной поверхностью, на которой эти месторождения находятся (Метод. пособ..., 1976). Вертикальный интервал между земной поверхностью времени формирования месторождения и одноименным гипсометрическим уровнем земной поверхности соответствует одновременно и глубине формирования месторождения. В этом смысле величина денудационного среза и глубина формирования месторождения совпадают. В процессе развития морфоструктуры происходит формирование современного облика рельефа и вывод зон оруденения, сформированных на разных глубинах, на современную земную поверхность и на различные геоморфологические уровни. На особенностях формирования и развития оруденения и вмещающего его рельефа и основываются возможности использования геоморфологических методов.

## 3.1. Геоморфологические методы оценки денудационного среза

Из большого числа геоморфологических методов, направленных на оценку перспективности территории на то или иное оруденение наибольшее применение в практике геологоразведочных работ имеют структурно-геоморфологические методы. Среди структурно-геоморфологических методов ведущее место занимает морфоструктурный анализ. Теоретические основы метода изложены в трудах И.П. Герасимова, Ю.А. Мещерякова, К.К. Маркова, И.А. Флоренсова, С.С. Воскресенского, Ю.Г. Симонова, В.Е. Хаина и др. Морфоструктурное направление в геоморфологии основано на пространственно-временной связи рельефа с геологическим строением, магматизмом и с эндогенной минерализацией. Сторонники этого направления изучают рельеф путём определения взаимоотношений эндогенной и экзогенной составляющих процессов рельефообразования и сопоставления рельефа с геологическим

строением для выявления морфоструктур - основных элементов земной поверхности, созданных тектоническими движениями в их взаимодействии с процессами денудации и аккумуляции.

Широко применяется морфоструктурный метод в металлогенических исследованиях для установления закономерностей размещения эндогенной минерализации, выявления структурного контроля локализации и прогнозирования оруденения, определения степени его сохранности и, в целом, получения прогнозной оценки перспектив исследуемой территории. Основы использования структурно-геоморфологических факторов в металлогении были заложены еще в трудах Ю.А. Билибина (1953), а дальнейшее развитие получили в работах Ю.Г. Симонова, И.К. Волчанской, Н.Т. Кочневой, Е.Н. Сапожниковой, Н.В. Скубловой, А.А. Лукашова, В.В. Соловьева и многих других исследователей.

Применение морфоструктурного анализа в практике металлогенических работ сводится к решению следующих задач: 1-выяснение структурного плана рудоносной территории, 2-определение величины денудационного среза и 3-выявление наиболее благоприятных геоморфологических уровней оруденения (Симонов, 1972; Волчанская, 1981; Скублова, 1991).

Определению величины денудационного среза всегда предшествуют методические приемы, направленные на выявление современной неотектонической структуры и морфоструктурных особенностей района исследования. Среди таковых методических приемов широко используются следующие методы морфоструктурных исследований.

### 3.1.1. Морфометрические методы

В настоящее время существует достаточно много разных приемов использования морфографических и морфометрических особенностей рельефа, снимаемых с топокарт. Все они представляют модификации двух главных систем приемов. Одна система ориентируется на выявление структурно-тектонических неровностей поверхности путем анализа формы обобщенного гипсометрического поля. Другая – направлена на изучение интенсивности структуроформирующих дифференцированных тектонических движений через анализ расчлененности рельефа земной поверхности (Аристархова, 2000).

Сущность морфометрических методов топографических карт заключается в количественной характеристике рельефа, которая включает анализ и графическую переработку числовых характеристик рельефа, снимаемых с топографических карт, и в составлении на основе этих данных качественно новых карт в изолиниях (Аристархова, 2000). Эти новые карты отображают особенности рельефа, которые на топографической карте были скрыты. Изолинии намечают структурные формы и дают количественную оценку. Теоретическое обоснование эти методы получили в трудах В.П. Философова (1960, 1961, 1963, 1965), применившего их к поискам перспективных нефтегазоносных локальных поднятий и установления величины новейших тектонических движений на равнинных территориях европейской части, К.В. Курдюкова (1962), применившего его при исследовании Джунгарского Алатау, Ю.Г. Симонова и А.А. Лукашова (1963) – для территории Забайкалья.

**Морфометрический метод**, разработанный В.П. Философовым, заключается в построении с использованием топоосновы серии морфометрических карт на основе рисовки рельефа путем сечения его горизонтальными плоскостями через одновысотные отметки однопорядковых долин. Основными из них являются карты базисных поверхностей. Базисной поверхностью автор метода (В.П. Философов, 1961) называет кривую, огибающую поверхность, проведенную через тальвеги долин. Для построения карт этой поверхности на топокарту наносят тальвеги всех долин и соединяют плавными изолиниями («изобазитами») или прямыми линиями (гониобазитами) точки пересечения тальвегов с одноименными горизонталями рельефа. По одной топооснове можно построить целую серию базисных поверхностей. При этом надо предварительно определить порядок долин, для чего строится специальная карта. В дополнение к картам базисных поверхностей В.П. Философов (1975) рекомендует составлять: карты остаточного рельефа, получаемые путем вычитания базисной поверхности из гипсометрической; карты вершинной поверхности, аналогичные картам базисных поверхностей, но построенные по отметкам водоразделов; карты сноса, получаемые в результате вычитания горизонталей топоосновы из карт вершинной поверхности; карты разностей базисных поверхностей, составляе-

мых путем последовательного графического вычитания поверхностей высших порядков из поверхностей низших порядков.

Практика применения морфометрического метода В.П. Философова показала, что метод находит наилучшее применение в пределах платформенных равнин с относительно хорошей расчлененностью рельефа. Этот метод мало пригоден для изучения новейшей тектоники горных стран (Хаин, 1973).Среди морфометрических приемов, применяемых для выявления структурных форм рельефа, наиболее популярным, простым и универсальным является построение карт обобщенного рельефа, разработанный геоморфологами школы МГУ.

**Метод построения карт «идеального» тектонического рельефа** (обощенного рельефа, обобщенных морфоизогипс) разработан К.В. Курдюковым, (1962), Ю.Г. Симоновым и А.А. Лукашовым (1963), Н.Г. Шубиной и Л.Б. Аристарховой (1965). В основе метода лежат приемы генерализации современного рельефа путем воображаемого «засыпания» форм чисто эрозионного и денудационного происхождения и восстановления первичного тектонического рельефа. Конечным результатом построений бывает карта вершинной поверхности. Морфология вершинной поверхности отображается путем рисовки изолиний (морфоизогипс, тектоизогипс. изогипсобазит по терминологии разных авторов). Локальные поднятия выражаются на таких картах выступами и замкнутыми овалами морфоизогипс, а прогибы – замкнутыми понижениями; заливами или расхождением морфоизогипс.

**Метод выявления геоморфологических аномалий эрозионного расчленения** основаны на вычислении общей, частной и вертикальной расчлененности рельефа (Г.С. Ананьев, 1973, 1975). Сущность этих приемов составляет вычисление эмпирическим путем «коэффициента» равновесия, характеризующего соотношение глубины вреза долин и величины снижения междуречий с использованием карт «идеального» тектонического рельефа. Применяется для выявления районов развития окварцованных осадочных пород, перспективных на обнаружение гидротермальных месторождений, для вычисления среза вершинной поверхности с целью прогнозирования оруденения.

**Морфометрический анализ блоковых структур** разработан А.В. Орловой (1968; 1975) для выявления блоковых структур, установления их границ по морфографическим признакам при мелкомасштабных исследованиях и расчета амплитуд рельефообразующих движений. Метод основан на концепции о вертикальных перемещениях как основном рельефообразующем факторе. Предполагается, что вертикальные тектонические перемещения происходили по линиям глубинных разломов разной глубины заложения, поэтому рельеф поверхности отражает блоковые структуры фундамента, а иногда и более глубоких слоев. Сущность этого метода выявления блоковых структур с помощью топографических карт состоит в определении размещения рельефообразующих разломов, их знака и амплитуды перемещения, используя тесную связь и зависимость высот отдельных участков поверхности (отдельных блоков тектонического рельефа). Методически задача сводится к последовательному выполнению следующих действий: 1) установление минимальной разницы высот, достаточной для отнесения двух соседних участков к разным блокам; 2) выявление опорных высот водоразделов, тектонических уступов или иных ступеней; 3) разграничение блоков линиями, установленными по морфографическим признакам. Недостатком метода, отмеченным его автором, является отсутствие учета воздействия эрозионных процессов и однозначность признания только вертикальных перемещений как основных рельефообразующих.

Морфометрический анализ блоковых структур А.В. Орлова рекомендует и для прогнозирования эндогенного оруденения. При прогнозировании большое значение имеет величина денудационного среза рудоносных структур, которую можно определить с помощью схем блокового строения рельефа. ***Величина денудационного среза определяется тем объемом горных пород, который был заключен между плоскостью, отвечающей уровню поверхности тектонического блока (сверху), и уровнем современной его поверхности (снизу).*** Также с помощью данного метода довольно четко устанавливается сеть глубинных разломов, с которыми часто связана рудная минерализация.

**Секционный анализ неотектонических блоков** (А.А. Лукашов, Э.А. Лихачева, 1973). Применяется для определения денудационного среза рудных блоков и поисков продолжений рудных зон. Этот метод

позволяет определить сравнительные величины среза и различия в экспонировании оруденения и охарактеризовать особенности пострудной тектоники. Сущность метода заключается в анализе амплитуд частей блока, т.е. блоков II порядка по отношению к неотектоническому блоку I порядка. Неотектоническая ситуация оценивается по признакам, свидетельствующим о сносе и аккумуляции. В связи с тем, что обособление секций внутри блоков происходит по обновленным разрывным нарушениям, распознавание черт позднемезозойского тектогенеза позволит выявить структуру рудного поля эпохи рудообразования.

### 3.1.2. Геолого-геоморфологические методы

**Структурно-геоморфологический метод**, основанный на определении закономерностей и анализе размещения эндогенных месторождений по высотам современного рельефа, разработан Ф. Я. Корытовым (1968, 1971, 1975). Он направлен на оценку перспективности отдельных площадей в пределах рудных районов, и применяется для определения глубины формирования эндогенных месторождений, изучения вертикальной зональности его и протяженности зон оруденения. Автором метода установлено, что существует закономерная приуроченность большинства месторождений различных полезных ископаемых к определенным формам рельефа и абсолютным отметкам. И эти закономерности обусловлены существованием первичных уровней интенсивного оруденения на определенных глубинах от поверхности древнего рельефа и затем вскрытых денудацией.

Аналогичные приемы, направленные на установление закономерностей распределения эндогенного оруденения по орографическому признаку, разработаны и представлены в работах Ананьева Г.С. (1973), Лукашова А.А. (1969), Симонова Ю.Г., Лукашова А.А. (1966), Александрова Г.В. (1990) и других.

**Геолого-геоморфологический анализ**, разработанный В. В. Соловьевым (1977), основан на комплексировании приемов геоморфологического картирования, неотектонического анализа и геологических методов и направлен на выявление структур центрального типа. Специализированный прием (метод дирекционных аномалий) позволяет выявлять по совокупности геоморфологических линеаментов элементы рельефа, обладающие центральной симметрией. Сущность метода сводится к последовательному проведению ряда

операций: составление и анализ схем линеаментов по топокартам, аэрокосмоснимкам, систематизация линеаментов и определение их генеральных простираний, выявление дирекционных аномалий (отклонений части линеаментов от генеральных простираний остальных линеаментов), установление градиентных аномалий, которые ограничивают разновысотные геотектонические блоки. Градиентные аномалии – это геоморфологические элементы, образующие границы между смежными перемещенными за новейший этап на разную высоту участками (блоками) поверхности.

Полученные данные сопоставляют с геолого-геофизическими и металлогеническими материалами и определяют геотектоническую позицию морфоструктур центрального типа и особенности проявления в их пределах минерализации. Применение метода в различных рудных районах показало наличие определенных корреляционных связей в пространственной позиции морфоструктур центрального типа и месторождений полезных ископаемых.

### 3.1.3. Морфоструктурный метод

Понятие «**морфоструктурный метод**» объединяет весь комплекс приемов и методик исследования рельефа с целью выяснения строения земной коры по особенностям рельефа (Волчанская и др, 1975; Диденко, 1977; Скублова, Зорина, 1975; Скублова, 1987, 1991 и др.).

**Морфоструктурный анализ,** разработанный И.К. Волчанской, Н.Т. Кочневой, Е.Н. Сапожниковой (1975), представляет комплекс приёмов анализа рельефа горных стран, сочетающий в себя несколько указанных выше приемов в одном методе. Сущность его заключается в комплексной качественной и количественной оценке элементов рельефа по топооснове и дальнейших формальных преобразованиях морфоструктурных схем с выделением типов морфоструктур и подтверждением их геолого-геофизическими данным. Он позволяет выявить основные элементы структурного плана рельефа мезозойских – кайнозойских орогенических областей и используется для поисков рудолокализующих структур, возникших в периоды горообразования и тектономагматической активизации.

Методика морфоструктурного анализа включает элементы трех морфометрических методов: метода обобщения морфоизогипс (Симонов, Лукашов,

1963; Шубина, Аристархова, 1965) , методики гониобазит и гониогипсобазит (Философов, 1963) и методики определения блоковой структуры и расчетов амплитуд движений по разломам (Орлова, 1968). Морфоструктурный анализ производится на топоосновах различного масштаба в следующей последовательности: 1) выявление линий разрывных нарушений по их морфоструктурным признакам и оконтуривание блоков (линии разрывов проводятся по совокупности элементов орогидрографии: участков прямолинейных долин, цепочек озер, резких уступов рельефа бортов долин и гребней хребтов, глубоких седловин, линейно вытянутых локальных возвышенностей); 2) исследование морфометрических характеристик блоков и разломов. Важнейшей характеристикой каждого блока является распространение абсолютных отметок (поля высот) водоразделов внутри блока. Правильно оконтуренный блок имеет правильное распределение поля высот с небольшими перепадами. Исследование соотношений высот между соседними блоками дает возможность подсчитать амплитуды относительного перемещения этих блоков, если проанализировать максимальную отметку каждого блока по методу А.В. Орловой; 3) выявление типов разломов и блоков по их морфоструктурным признакам и в связи с особенностями геологического строения. Для соблюдения принципа соразмерности при выявлении структурных особенностей рельефа применяется единый способ установления ранга гидрографических, неотектонических и рудно-магматических систем, предложенный Р.Е. Хортоном (1948) или В.П. Философовым (1960) для долинно-водораздельных систем.

### 3.1.4. Методика морфоструктурного исследования и определения величины денудационного среза

Для решения поставленной задачи (определение морфоструктурной и неотектонической модели Баджальского хребта и величины денудационного среза) применена методика специализированного морфоструктурного анализа рельефа, разработанная И.К. Волчанской, Н.Т. Кочневой, Е.Н. Сапожниковой (1975) непосредственно для исследования горных областей, позволяющая установить элементы морфоструктурного плана рельефа непосредственно мезозойских орогенических областей.

В качестве источника информации о рельефе Баджальского хребта использованы топографические карты масштаба 1:2500000, 1:1000000 и 1:200000.

1. Для выявления неотектонической структуры была отстроена модель вершинной поверхности. В генетическом отношении вершинная поверхность - это поверхность, касательная к максимальным высотам рельефа, представляющая одновысотные гребни водоразделов как результаты динамического равновесия рельефа в условиях компенсации экзогенными процессами неотектонических движений (Уфимцев, 1974, 1984). Построение вершинной поверхности было сделано по методике построения карт обобщенного рельефа (Курдюков, 1962; Симонов, Лукашов, 1963; Шубина, Аристархова, 1965). Обобщение рельефа производится с помощью вычерчивания морфоизогипс. При обобщении горизонталей обязательно учитывался рисунок гидросети, расположение тектонически предопределенных отрицательных крупных форм и разрывных нарушений, выраженных прямолинейными элементами рельефа (Симонов, 1972; Волчанская, 1975).

Дополнительную информацию о неотектонической структуре дают поперечные и продольный профили вершинной поверхности.

2. Для установления основных морфоструктурных элементов и выявления блоковой структуры последовательно были осуществлены следующие приемы указанной выше методики:

1) анализ морфографических особенностей рельефа с целью выделения разрывных нарушений по их морфоструктурным признакам (в основном по элементам орогидрографии). При этой операции получаем сеть новейших и омоложенных прямолинейных, кольцевых и дугообразных разломов разного порядка, разбивающих территорию на отдельные участки (блоки).

2) анализ морфометрических характеристик рельефа: абсолютных высот водоразделов и долин, максимальных отметок водоразделов и седловин, гипсометрических уровней и относительных превышений полученных участков. Для отнесения двух соседних участков к разным блокам была установлена гипсометрическая ступень - минимальная разница их высот. Она принимается 0,1 от разницы значений между максимальной и минимальной абсолютными высотами в пределах изучаемой площади (Орлова, 1975). Для Баджальского

хребта она составляет 200 м при дешифрировании топокарты масштаба 1:200000 и 500 м при дешифрировании карт 1:2500000 и 1:1000000.

3) анализ полученных данных по морфографии и морфометрии рельефа и выделение морфоструктурных элементов различного типа с последующим их ранжированием и сопоставлением с материалами по геологии, магматизму и геофизике. В итоге составлена картосхема морфоструктуры Баджальского хребта, основное содержание которой составляют линейные, кольцевые и объемно-площадные морфоструктурные элементы разных порядков. Элементарные блоки оконтурены по проявленным в рельефе естественным тектоническим границам (разломам) и по крайним замкнутым морфоизогипсам с учетом принятой гипсометрической ступени. Это участки поверхности, относительно однородные по количественным показателям элементов рельефа. Каждый блок характеризуется своим гипсометрическим уровнем и отмечен максимальной высотной отметкой.

Морфоструктурная модель Баджальского хребта представлена схемой вершинной поверхности (рис. 10), отражающей неотектоническую структуру хребта и картосхемой морфоструктуры (рис. 9), содержащей основные морфоструктурные элементы.

3. Следующая операция начинается с нанесения рудных зон на морфоструктурную схему. Все последующие действия направлены на выявление особенностей локализации оруденения в блоках морфоструктуры Баджальского хребта. ***Величина денудационного среза рассчитывается как разность максимальных абсолютных высот рудоносного блока и гипсометрического уровня выхода рудной зоны на современную поверхность.*** Одновременно определяются гипсометрические уровни размещения оруденения на поверхности в современной структуре гор.

## 3.2. Геолого-минералогические методы оценки денудационного среза и масштабности оруденения

В методологии прогнозирования, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых и, в частности оловорудных, значительную роль играют

минералогические методы, которые используются на всех стадиях геологоразведочных работ. Методологию поисково-прикладной минералогии определяет пространственно-временная или эволюционная зональность, проявляющаяся на всех уровнях образования минерального вещества – от анатомии и структуры индивида до структуры рудной (минералогической) провинции, и отражающая закономерности минералообразования и минералораспределения. Фундаментом теории пространственно-временной эволюции минералообразующих систем, стадийности минералообразующих процессов и зонального распределения минералов в геологическом пространстве является учение о типоморфизме. «Типоморфными мы называем минералы, занимающие по тем или иным причинам строго определённое место в геохимическом процессе, отвечающие тому, что в исторической геологии называется руководящими ископаемыми. Они, подобно последним, определяют условия и время, т.е. геофазу геохимического процесса...*Типоморфным может являться сам минерал, но чаще типоморфными являются отдельные свойства минералов, определяющие те или иные черты, характерные для данного момента процесса...*» (выделено мною И.В.) (Ферсман, 1937). Типоморфные особенности минералов классифицируются на четыре группы: типоморфизм конституции минералов, типоморфизм включений в минералах, типоморфизм облика, габитуса и анатомии кристаллов, типоморфизм физических свойств минералов. На основе их в учении о типоморфизме отделилось ряд направлений: химическое, кристалломорфологическое, термобарометрическое, изотопное и др., результаты которых нашли широкое применение в практике поисково-оценочных работ. Данные по типоморфизму минералов резко повысили эффективность поисковой и прикладной минералогии.

Среди задач решаемых методами прикладной минералогии, выделяются задачи, направленные на определение масштабов оруденения (его вертикальной протяжённости и величины эрозионно-денудационного среза). В качестве индикаторов глубины и протяженности оруденения использовались различные минералогические характеристики: содержание отдельных минералов, морфология кристаллов, состав элементов-примесей в минералах, спектроскопические, элек-

трические и другие физические характеристики, температура гомогенизации и декрепитации, данные термо-барометрии и др.

В основе всех этих индикаторов глубины лежит единое явление вертикальной минералогической зональности (Юшкин, 1982), одной из первых схем которой была схема минералообразования вокруг магматического очага, предложенная в 1933 году В.Эммонсом. Эволюционная зональность минералообразования выражается в направленном изменении конституции и свойств полезного минерала. Принципиальная схема эволюционной зональности (Юшкин, 1982) показана на рис. 18. Если морфология минеральных индивидов и их свойства **a,b,c** зависят от параметра среды **x**, то с изменением этого параметра во времени и пространстве свойства будут также изменяться, причем строго направленно. Изменения выразятся в том, что в каждый момент времени на различном удалении от рудогенерирующего источника будут кристаллизоваться индивиды одного и того же минерала, но с различными свойствами, и будет формироваться своеобразная зональность. Изменение параметра **x** во времени выразится изменениями, которые зафиксируются в анатомии индивидов. Продуктивное оруденение будет связано только с определенными зонами. Установив принадлежность индивидов к определенным зонам эволюционной зональности, можно делать практические предсказания о пространственном положении этих зон относительно точек опробования. Для каж дого типа месторождений характер эволюционной зональности одинаков, поэтому дого типа месторождений характер эволюционной зональности одинаков, поэтому можно пользоваться эталонными эволюционными моделями.

Выбор минералогического показателя определяется его чувствительностью к изменению в условиях конкретного месторождения и техническими возможностями его измерения. Но зависимость большинства минералогических характеристик от глубины положения имеет статистический характер, а не динамический. Поэтому большая часть индикаторов глубины позволяет определить уровень среза рудных тел только качественно или приближенно количественно (Юшкин, 1982).

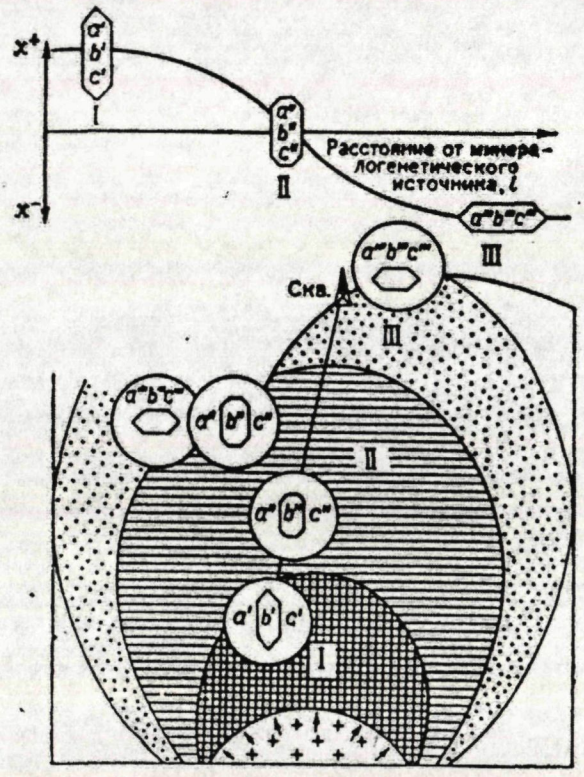



Рис.18. Принципиальная модель эволюции минерального индивида и формирование пространственной минералогической зональности (по Юшкину, 1986). На графике показано пространственное изменение условий минералообразования и связанное с ним изменение формы и свойств кристаллических индивидов. На разрезе дано положение зон I-III, содержащих различные типы минеральных индивидов относительно минералогенерирующего источника.

### 3.2.1. Методы прикладной минералогии

В нашей стране большой вклад в развитие прикладной минералогии внесли А.Г. Бетехтин, В.С. Соболев, А.И. Гинзбург, Д.П. Григорьев, Е.И. Доломанова, И.Ф. Григорьев, Н.З. Евзикова, А.Г. Жабин, В.А. Попов и многие другие. Наиболее эффективно минералогические методы используются для оценки уровня среза и масштабности оруденения.

Разработаны следующие методы оценки вертикального размаха оруденения в оловорудных рудопроявлениях и месторождениях (Поиски, разведка , 1983):

**Методы, основанные на распределении элементов-примесей в касситерите (Ta, Nb, In, Sc)** различных формаци-

онных типов. Один из таких методов, разработанный Н.Н. Никулиным (1972), основан на положении, что главным условием вхождения скандия в касситерит является кислотность-щелочность среды, для ниобия и тантала – температура, для индия – давление. Одним из вариантов Н.Н. Никулин предложил использовать индий в качестве индикатора глубины отложения касситерита от поверхности земли. Эмпирически установлено, что концентрация индия в касситеритах с глубиной уменьшается. Для оценки глубины и размаха оруденения был использован ряд коэффициентов: отношение ниобия и индия (Nb/In), скандия и индия (Sc/In), а также ниобия и тантала (Nb/Ta), ниобия и скандия (Nb/Sc), имеющие тенденцию изменения с глубиной. В частности широко используется отношение ниобия к индию, которое сохраняет тенденцию увеличения с глубиной. Исследования получили положительную оценку на месторождениях Приморья и Хабаровского края.

Аналогичные работы были проведены на месторождениях Приморья Г.А. Осиповой (1966, 1972). Ею также были установлены и использованы закономерности распределения и изменения элементов примесей (In, Sc, W, Nb, V, Cr, Be, Zr, Fe, Ti, Mn) в рудных и нерудных минералах, сделан расчёт глубины среза месторождений.

**Электрофизический метод**, разработанный В.И. Красниковым (1975), основан на том, что рудные минералы обладают изменчивыми электрофизическими свойствами, отражающими физико-химические условия минералообразования. Он установил наличие различных типов проводимости сульфидных минералов на разных уровнях рудных тел. Для оловорудных проявлений интерес представляет арсенопирит, у которого термоэдс и тип проводимости изменяется от верхних частей рудных тел к средним и нижним. Эти изменения свойства автор метода и использует для установления уровня среза оруденения. Преобладание в рудных телах, например, арсенопирита с дырочной проводимостью указывает на глубокий денудационный срез и малые перспективы рудного тела, и наоборот, наличие арсенопирита с электронной проводимостью указывает на слабую эродированность месторождения.

**Геохимический метод** определения эродированности рудопроявлений основан на распределение основных рудогенных элементов – типоморф-

ных или элементов-индикаторов, участвующих в рудообразующем процессе. Выделяется три группы элементов-индикаторов: для верхней половины вертикального разреза первичного ореола – свинец, серебро, цинк, для нижней половины – медь, вольфрам, молибден, висмут, для средней части – олово. В строении первичных ореолов (Овчинников, Григорян, 1974, 1981) устанавливается вертикальная зональность, которая выражается в развитии интенсивных ореолов свинца, серебра и цинка в надрудных в верхних частях рудопроявлений, и ореолов висмута, молибдена, мышьяка, кобальта, вольфрама – в нижних подрудных частях околорудного пространства. Единая геохимическая зональность (сверху вниз) по С.В. Григоряну (1981) представлена в виде рядов элементов-индикаторов: для месторождений касситерит-кварцевого типа – (Pb, Ag, Zn) – Cu, Sn – Bi, (W, Be, As); для касситерит-силикатного типа –Sn – (Ag, Pb, Zn) – Sn, Cu, Bi – (Co, Mo, W).

**Кристалломорфологический метод** определения уровня среза разработан Н.З. Евзиковой (1974) на основе выявленной закономерности кристалломорфологической эволюции кристаллов касситерита. Сущность метода заключается в установлении кристалломорфологического ряда, отражающего последовательную смену форм кристаллов в процессе развития минералообразования.

Кристалломорфологическое направление в учении о типоморфизме получило самостоятельное развитие в первые десятилетия XX-го столетия, после установления определённой зависимости между морфологией кристалла и условиями кристаллообразующей среды (Болдырева, 1939; Готман, 1938, 1941). Известны работы, посвящённые кристалломорфологическим критериям связи пиропов Сибирской платформы с её алмазоносностью (Бобков, Гневушев, ), связи изменений форм кристаллов пирита с кристаллами золота для золоторудных месторождений (Евзикова, 1984; Архипчук, Евзикова, 1986; Попова, 1972). Смена форм кристаллов с глубиной выявлена для ряда месторождений киновари (Зубов, 1972, 1976, 2002), кальцита (Алиев, 1963), барита (Кривовичев, 1971). О кристалломорфологической зональности кварца внутри рудных тел писал И.А. Карякин (1965), флюорита – Б. Зидарова (1978), А.Р. Файзиев (1978).

### 3. 2.2. Кристалломорфологический метод оценки денудационного среза и масштаба оруденения

Касситерит принадлежит к числу минералов с ярко выраженными типоморфными свойствами (цвет, блеск, магнитность, форма кристаллов, химический состав). Наиболее полно типоморфные особенности касситерита были изучены Я.Д. Готманом (1941), А.М. Болдыревой (1941), Г.Л. Вазбуцким (1937), И.Ф. Григорьевым и Е.И. Доломановой (1951, 1966, 1977, 1986), Г.Б. Жилинским (1981) и другими.

Пространственно-временное изменение габитуса касситерита установлено и подробно изучено Н.З. Евзиковой (1972, 1979, 1981, 1984). На ряде месторождений эта закономерность подтверждена работами по россыпям И.А. Карякина (1981), Л.П. Цветкова (1981) на Пыркакайском и Петлянском штокверках на Чукотке (1981), А.П. Осауленко, Г.В. Пушко (1980) на оловорудных проявлениях в Западной Калбе (на Алтае) и другими.

Кристалломорфологический метод разрабатывался на хорошо разведанных месторождениях Комсомольского рудного района в Хабаровском крае (1972-1976). Затем позднее получил развитие на рудопроявлениях Баджальского рудного района в Хабаровском крае, а также в Приморье и Якутии.

Касситерит относится к минералам тетрагональной сингонии. Индивидам касситерита свойственно зонально-секториальное строение (рис.19), которое отражает стадии роста кристалла. Для каждой стадии роста характерна своя комбинация простых форм. В процессе роста кристалл касситерита непрерывно меняет огранение, последовательно переходя от одной комбинации габитусных простых форм к другой. Каждая комбинация простых форм представляет разновозрастный кристалломорфологический тип касситерита. Выделено пять (Евзикова, 1974) кристалломорфологических типов:

I тип - дипирамидальный – комбинация граней дипирамиды {111} ± грани дипирамиды {hhl}.

II тип - пинакоидально-дипирамидальный – комбинация {hhl}+{001}.

III тип - призматически-пинакоидальный – комбинация {001}+{110}.

IV тип - дипирамидально-призматический – комбинация {110}+{111}±{101}±{100}.

V тип - призматически-дипирамидальный –
комбинация {hk0}+{hkl}+{011}+{110}.

I и II тип относят к морфологическим типам ранних стадий роста, IV и V – к поздним стадиям роста, III – промежуточная стадия.

В результате наблюдения пространственно –возрастной изменчивости кристаллов касситерита была установлена кристалломорфологическая зональность отложения его в гидротермальных зонах оруденени, сущность которой сводится к постепенному статистическому омоложению конечной формы кристаллов касситерита – вытеснению типа I типом II, затем III и так до типа V. *Морфологическая эволюция кристаллов касситерита во всех случаях идёт от кристалломорфологического типа I к типу V, последовательно сменяясь во времени и в пространстве: I→II→III→IV→V,* но время существования в каждом типе разное.

Изменение формы кристаллов происходит постепенно, практически в каждой пробе можно встретить все кристалломорфологические типы, но всегда в ней преобладает какой-нибудь один тип. **Касситериты различных рудопроявлений, месторождений, рудных зон (в целом, геологических рудных объектов) отличаются: первое – статистическим преобладанием того или иного кристалломорфологического типа; второе – сложностью внутреннего строения индивидов, третье – степенью их удлинения.** Преобладание того или иного кристалломорфологического типа касситерита зависит от положения рудного объекта относительно источника рудоносных растворов: чем ближе к источнику, тем короче и "старее" будет кристалл, т.е. тем более развиты I и II кристалломорфологические типы; чем дальше от источника, тем "моложе" и длиннее будут кристаллы, т.е. будут преобладать IV и V типы. Сложность строения и степень удлинения кристаллов могут указывать на длительность развития процесса минерализации: чем сложнее и короче кристалл, тем быстрее протекал процесс рудоотложения.

По этим признакам выделяется пять классов месторождений (рудопроявлений) (рис. 20), в которых касситерит развивается соответственно по одному из кругов (от малого 1 до большого 5).

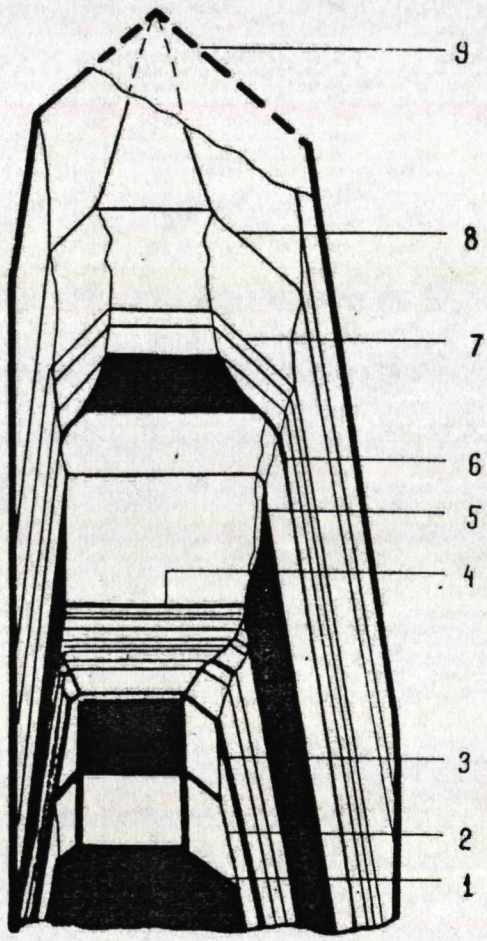



Рис. 19. Кристалл касситерита зонально-секториального строения в проходящем свете.

Цифрами 1,2,3,4,5,6,7,8 обозначены зоны роста кристалла, 9 – современная грань кристалла. Черное - наиболее густо окрашенные части кристаллов

Класс 1 - в месторождениях этого класса преобладают кристаллы касситерита I типа со степенью удлинения 1 – 1,5.

Класс 2 – в месторождениях преобладают касситериты I,II,III типов со степенью удлинения кристаллов 1,5 – 2.

Класс 3 – преобладает III тип кристаллов, степень удлинения кристаллов 2-3.

Класс 4 – здесь преимущественное развитие имеет касситерит IV типа со степень удлинения 3 – 5.

Класс 5 – ведущее место в месторождениях этого класса занимают кристаллы IV,V типов, с удлинением 5 – 7.

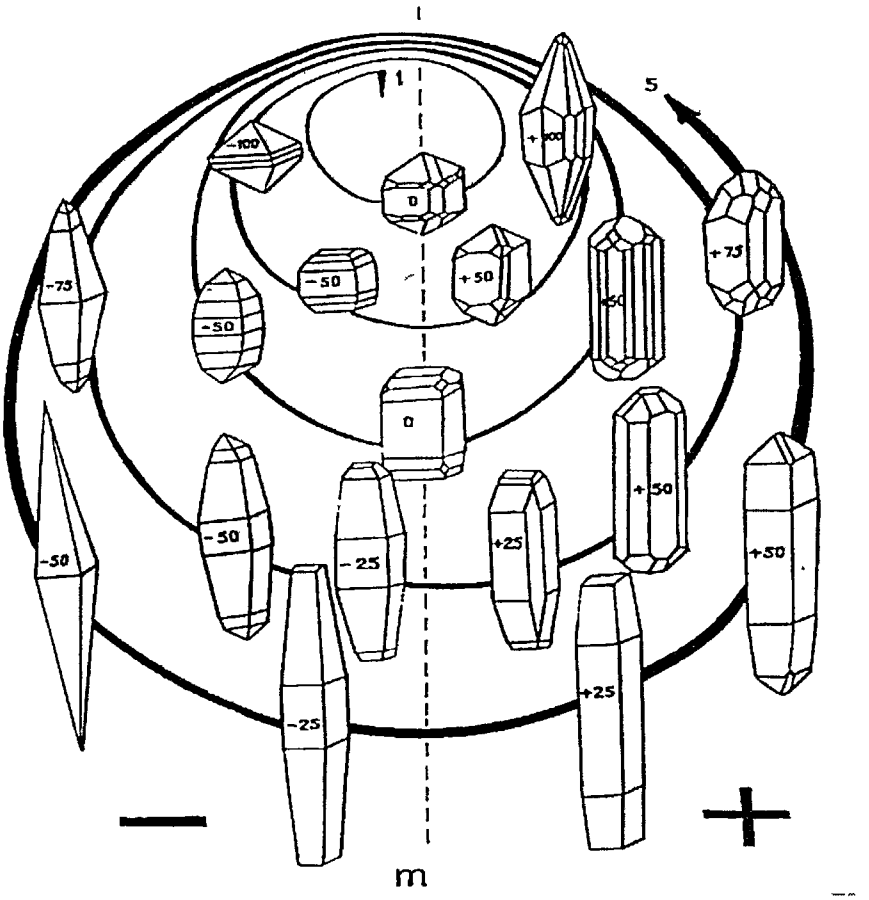



Рис. 20. Круги развития касситерита и классы оловорудных месторождений

Последовательная смена в пространстве кристаллов одной формы (одного типа) кристаллами другой формы (другого типа) отражает последовательность их развития во времени и в течение роста минерала. В этом как раз отражено минералогическое правило зональности: *чем дальше от источника минералообразующих растворов происходит кристаллизация, тем более поздние продукты она производит* (Эммонс, 1933). Наиболее близко к магматическому очагу располагаются рудопроявления касситерит- кварцевой формации, характеризующиеся высокими температурами и большими глубинами образования. Эти особенности находят выражение в кристалломорфологических свойствах касситерита: сокращено развитие в каждом из типов, в отдельных случаях наблюдается выпадение некоторых типов (промежуточных II,III) из кристалломорфологического ряда, отчётливо преобладают короткопризматические кристаллы I, IV типов. Более удалёнными от магматического очага являются образования касситерит-силикатной формации, поэтому для касситерита месторождений этой

формации характерен полный кристалломорфологический ряд типов кристаллов касситерита (от I к V) с преобладанием кристаллов IV и V типов.

Изучая изменчивость форм кристаллов касситерита в 3-х мерном пространстве рудного объекта (зоны, рудопроявления, тела), было установлено закономерное изменение форм кристаллов по восстанию, по простиранию и вкрест прости рания этого пространства. Каждый кристалломорфологический тип занимает доминирующее положение в определённой части рудной жилы. **Внутри каждой минералообразующей системы создаётся кристалломорфологическая зональность** (рис.21).

Основным способом установления кристалломорфологических типов для геологического объекта служит детальное изучение огранённых кристаллов, систематизация и обработка фактического материала.

Кристалломорфологический метод при оценке рудопроявления позволяет решить следующие задачи:

1) Определить уровень денудационного среза, используя коэффициент балльности **Б**

$$Б = [2(V)+(IV)] - [2(I)+(II)], \qquad (1)$$

где I, II, IV, V – процентное содержание соответствующих кристалломорфологических типов в пробе.

Коэффициент балльности изменяется от (-200) до (+200). Верхние горизонты рудного тела оцениваются значениями балльности от (+50) до (+200), нижние – от-(-50) до (-200), значения от (-50) до (+50) характеризуют средние уровни среза. Денудационный срез жилы $К_Б$ от общей протяжённости на глубину определяется формулой (в %)

$$К_Б = \frac{X_{max} - X_i}{X_{max} - X_{min}} \cdot 100, \qquad (2)$$

где $X_{max}$, $X_{min}$, $X_i$ – максимальное, минимальное и единичное (наблюдаемое в отдельных пробах или сечениях) значения балльности

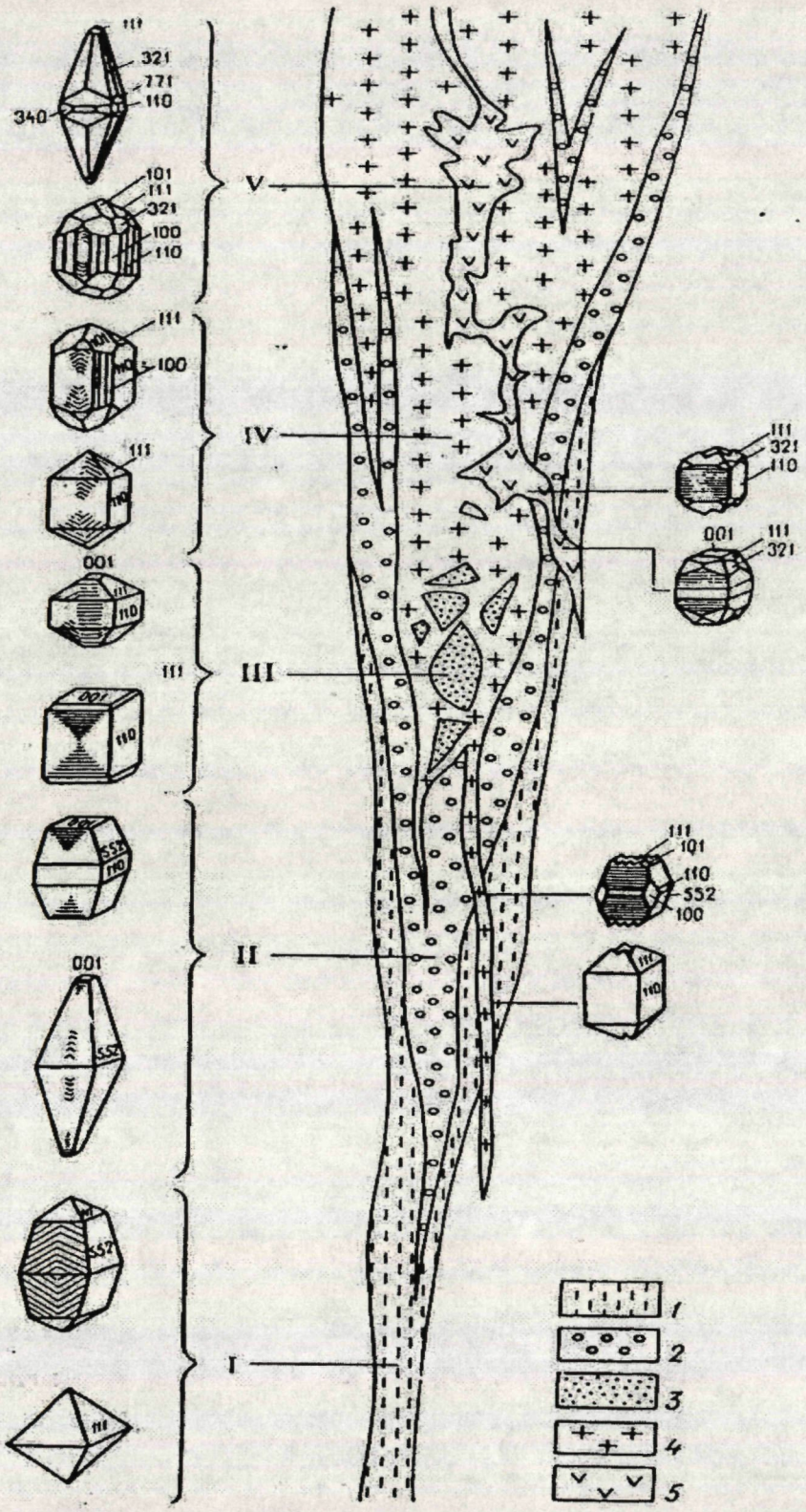



Рис. 21. Пространственное соотношение разных минеральных парагенезисов и соответствующих им кристалломорфологических типов касситерита (I - V) в разрезе рудного тела по Н.З. Евзиковой (1974).

1 – серицитолиты; 2 – турмалиниты; 3 – перекристаллизованные турмалиниты;

4 – жильный кварц; 5 – кварц-карбонатно-сульфидные прожилки

2) Определить протяжённость оруденения по восстанию или на глубину, используя градиент изменчивости **g** (в % на 100 м), представляющий разность кристалломофологической балльности верхнего и нижнего сечения на 100 метров высоты

$$g = \frac{X_В - X_Н}{h_В - h_Н} \cdot 100, \qquad (3)$$

где $X_В$ и $X_Н$ – кристалломорфологическая балльность верхнего и нижнего сечения (в %), $h_В$ и $h_Н$ – абсолютные высоты верхнего и нижнего сечения (в метрах). Представление о величине вертикального градиента кристалломорфологической изменчивости в рудной зоне даёт кристалломорфологическая пестрота проб. Полная вертикальная протяжённость оруденения L (в метрах) определяется по формуле:

$$L = \frac{X_{max} - X_{min}}{g} \qquad (4).$$

Появление в пробах кристаллов III,II и I по мере снижения гипсометрической отметки места отбора проб служит одним из признаков скорого выклинивания жилы на глубину.

Изучение кристалломорфологии касситерита позволило определить кристалломорфологические признаки масштабности оруденения, к которым относятся:

1. Балльность объекта или степень кристалломорфологического омоложения, представленная статистическим преобладанием IV и V типов, значениями балльности объекта от 50 до 200;

2. Класс объекта или полнота кристалломорфологической эволюции, отражённая в степени удлинения кристаллов (сильно вытянутые кристаллы по оси С), в зональном строении кристаллов;

3. Слабое различие кристалломорфологического состава касситерита в двух разновысотных сечениях рудного тела, низкое значение градиента кристалломорфологической изменчивости.

Кристалломорфологические признаки масштабности оруденения (Евзикова, 1984) дают представление об уровне среза оловорудных проявлений и об их вероятной протяжённости на глубину (табл. 3, 4).

Таблица 3

Кристалломорфологические признаки уровня среза оловорудых тел

| *Габитусные грани на касситтерите* | *Обычные, но необязательные грани* | *Преобладающий кристалломорфологический тип в пробе* | *Опробованная часть рудного тела в вертикальном разрезе* | *Перспектива обнаружения поблизости менее богатых руд* | *Прспектива обнаружения поблизости более боатых руд* | *Нахождение более богатых руд в данном вертикальном разрезе* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| hk0 + hkl | 100 | V | Самый верх | Значительная | Умеренная | Гипсометрически ниже |
| 110 + 111 | 011 + 100 | IV | Верх | Высокая | Слабая | На том же гипсометрическом уровне |
| 001 + 110 | 111 + hhl | III | Середина | Значительная | Умеренная | Гипсометрически выше |
| hhl + 001 | 110 + 111 | II | Низ | Умеренная | Значительная | Гипсометрически много выше или в россыпях |
| 111 + hhl | 110 | I | Самый низ | Слабая | Высокая | |

Таблица 4

Кристалломорфологические признаки протяжённости оловорудных тел на глубину (Евзикова, 1984)

| *Удлинение кристаллов по оси С* | *Максимальное число разнотипных фантомов в кристаллах* | *Кристалломорфологическая однородность пробы касситтерита* | *Двойникование касситтерита* | *Вертикальный кристалломорфологический градиент* | *Обычный вертикальный размах касситтеритового оруденения, м* |
|---|---|---|---|---|---|
| Очень сильное | 5 | Очень однородное | Редкое простое | Очень слабый | > 500 |
| Сильное | 4 | Однородное | Простое | Слабый | 500 – 400 |
| Умеренное | 3 | Умеренной однородности | Простое и сложное | Умеренный | 400 – 300 |
| Слабое | 2 | Неоднородное | Сложное | Сильный | 300 – 200 |
| Очень слабое | 1 | Очень неоднородное | Частое сложное | Очень сильный | < 200 |

# ГЛАВА 4. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОЦЕНКИ ДЕНУДАЦИОННОГО СРЕЗА

Вопросы определения величины денудационного среза тесно связаны с явлениями зональности рудогенеза, проявленными как на региональном, так и локальном уровнях, и с тектоническим режимом развития района. Наблюдаемые на разных гипсометрических уровнях рудопроявления формируют современный вид металлогенической зональности.

На характер металлогенической зональности существенное влияние оказывают морфоструктурные особенности развития сводово-блокового горного сооружения. Металлогеническая зональность в современном проявлении подчиняется блоковой неоднородности горного поднятия, т.к. формирование ее нельзя отделить от развития рудоносной морфоструктуры. Условия вывода на современную поверхность разнотемпературной, разноглубинной и разноформационной минерализации, ее сохранность и размещение на определенных гипсометрических уровнях находятся в полной зависимости от морфоструктурных элементов и режима их подвижности. К существованию оптимальных гипсометрических уровней локализации месторождений полезных ископаемых приводит взаимодействие денудационного фактора и фактора вертикальной зональности оруденения (Скублова, 1995). Поэтому для оценки величины денудационного среза зональность играет важную роль.

## 4.1. Зональные особенности размещения оруденения

Основные закономерности минерализации и особенности ее зональности определяются глубиной формирования рудопроявлений по отношению к палеоповерхности времени рудообразования, удаленностью от поверхности контакта рудоносного массива и самой поверхностью контакта интрузивного массива. Во всех многочисленных случаях зонального размещения месторождений вокруг интрузивов кислых пород изменяется локализация оруденения: по мере удаления от контакта интрузии происходит закономерное смещение оруденения вверх по разрезу и формирование прямой зональности вследствие общего по

нижения температуры и регрессивного характера рудообразования (Рундквист, Неженский, 1975; Лугов,1972 и др. ).

Зональность Баджальского рудного района суммарно отражает зональность рудных узлов и отдельных рудопроявлений. Распространение минерализации в районе и ее изменчивость направлены в виде рудоносного слоя полого поднимающегося к северо-востоку над полого погружающейся кровлей Верхнеурмийского гранитного массива (рис. 22). В гранитах и вблизи контакта во вмещающих породах формируются сначала высокотемпературные, но разнофациальные, отражающие постепенное изменение условий рудообразования, рудные зоны касситерит-кварцевой формации (рудопроявления Грустное, Проскурникова). По мере удаления от гранитов они постепенно сменяются по горизонтали и вертикали зонами менее высокотемпературной касситерит-силикатной формации, к которым относятся рудопроявления Двойное, Орокот, Омот. (Обе формации генетически и пространственно сопряжены с баджальским магматическим комплексом). Далее к востоку преобладает минерализация касситерит-силикатной формации.

Рудная минерализация сопровождается ореолом околорудных метасоматических образований, для которых также характерна фациально-зональная структура распространения (Огнянов, 1978; Крюков и др., 1980; Гульбин, Евангулова, 1987; Алексеев, 1989). Элементы зональности отмечаются и в распределении и изменении состава разновременных магматических тел (Лишневский, Гершаник, 1992; Гоневчук и др., 2000). С юго-запада на северо-восток, соответственно положению длинной оси гранитного плутона последовательно представлены андезиты лакского раннемелового комплекса, риолиты и граниты позднемелового баджальского комплекса, монцодиориты позднемелового.

Таким образом, в Баджальском рудном районе в пространстве и во времени проявлена зональность магматизма, метасоматоза и рудогенеза. Для оценки денудационного среза значение имеет прямая зональность рудообразования, выраженная сменой высокотемпературных разнофациальных образований касситерит-кварцевой формации менее высокотемпературными разнофациальными образованиями касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной.

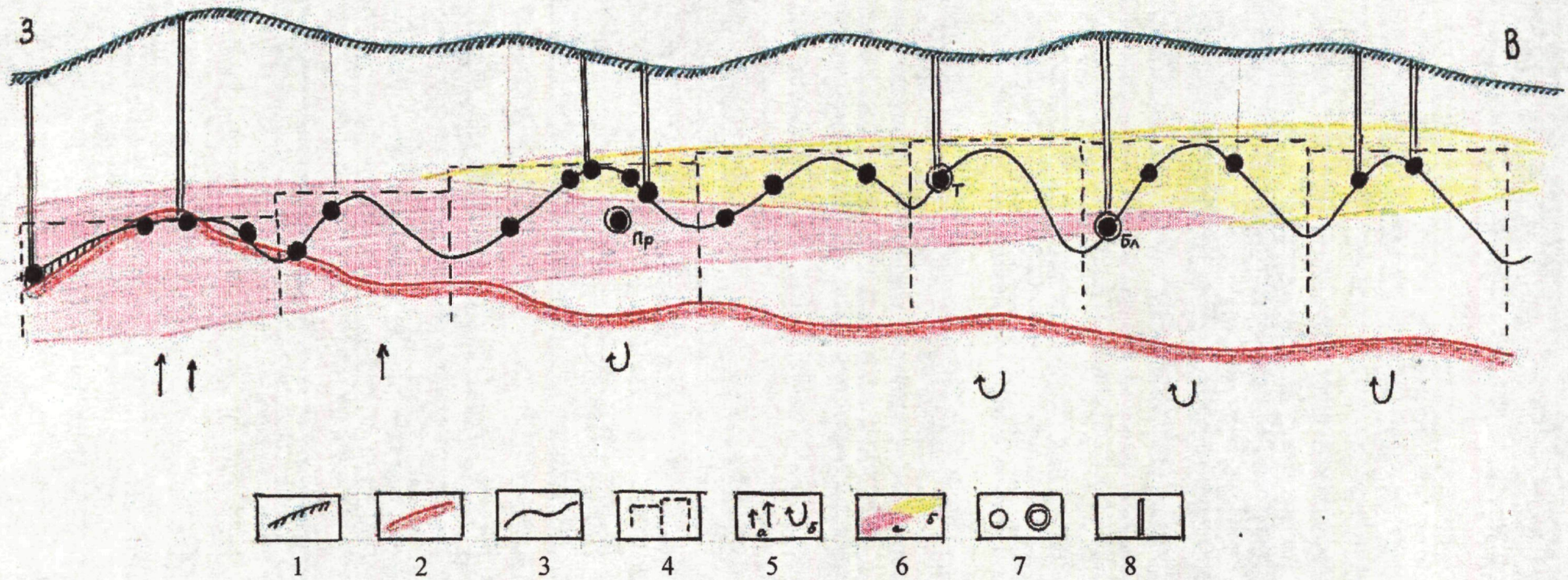



Рис. 22. Схема размещения минерализации в пространстве относительно палеоповерхности позднего мела и современной поверхности.

1 –палеоповерхность позднего мела, 2 – поверхность кровли гранитного плутона. 3 – современная поверхность рельефа, 4 – контур неотектонических блоков, 5 – направление тектонических перемещений: а) прямое, ) инверсионное. 6 - минерализация в толще вмещающих пород: а-касситерит-кварцевой формации, б-касситерит-силикатной, 7 – рудопроявления и месторождения (Пр-Правоурмийское, Т-Талиджак, Бл-Ближнее), 8 – денудационный срез за пострудный период.

## 4.2. Особенности неотектонического режима

Среди факторов, определяющих закономерности вывода зон оруденения на поверхность и их сохранность в современном срезе, большую роль играет режим и направленность тектонических (пострудных и неотектонических) движений. Пространственная неоднородность этих движений влияет на распределение рудопроявлений и формирует металлогеническую зональность. В современном срезе рудопроявления разнотемпературных разноформационных типов находятся на близком гипсометрическом уровне. Объяснить такое положение можно с позиции режима подвижности блоков (рис. 22). Режим движений составляющих район блоков не мог быть одинаковым. Если бы рудоносные блоки по всей площади рудного района в течение всего пострудного периода развития морфоструктуры перемещались бы с одинаковой амплитудой и направленностью, то оруденение касситерит-силикатной формации первоначально пространственно дальше и выше расположенное, было бы практически полностью уничтожено денудацией. Уровень выхода гранитов на поверхность соответствует уровню расположения месторождения Ближнего касситерит-кварцевой формации (рис. 22), т. е. вся выше расположенная рудоносная толща в современном срезе бы не существовала. Однако наблюдается картина сохранения зональности рудогенеза, что указывает на дифференцированность тектонических блоковых движений. Каждый блок, сохраняя общую тенденцию воздымания, перемещается с разной амплитудой и степенью интенсивности. Наиболее интенсивно поднимались блоки в пределах Верхнеурмийского узла, содержащие граниты и рудопроявления касситерит-кварцевой формации (Болторо, Грустное, Проскурникова). На всем протяжении своего развития они испытывали восходящие движения, в ходе которых были ликвидированы вулканические породы и выведены на поверхность граниты. Блок, в котором расположено рудопроявление Болторо, настолько интенсивно поднимался, что сопровождающие его процессы денудации вскрыли не только массив гранитов, но и девонские отложения. Блоки, в которых находятся рудопроявления Двойное, Орокот, Омот (касситерит-силикатной формации), воздымались, очевидно с меньшей амплитудой, была удалена только часть верхнего покрова эффузивов.

Этому способствовал режим восходящих движений с небольшой амплитудой перемещения, либо режим инверсионных движений. Поскольку эти рудоносные блоки составляют Урмийскую кальдеру, то по мнению автора, претерпели именно инверсионные восходящие движения.

На площади Верхнебаджальского рудного узла восходящие движения должны были быть либо меньшей интенсивности, либо инверсионными (судя по преобладающему развитию рудных образований касситерит-силикатной формации). Первое предположение можно объяснить тем, что, по-видимому, примыкая и частично находясь в области Горинского синклинория, эта часть района до неотектонического этапа находилась под его воздействием и перемещалась с незначительными амплитудами. И только с позднего неогена, когда вся Сихотэ-Алинская область испытывает усиленную активизацию, вся территория района интенсивно воздымается, достигая современных высот. Второе предположение связано с тем фактом, что все рудопроявления находятся в кальдерообразных структурах (аналогичных урмийской кальдере). Наибольшее воздымание испытывают блоки, в которых наблюдаются отдельные массивы гранитоидов, но в них минерализация проявлена слабо.

В районе на более низком гипсометрическом уровне отмечаются отдельные рудопроявления более поздней по времени образования низкотемпературной касситерит-сульфидной формации, связанные с силинским магматическим комплексом. Объяснить это также можно с позиции блокового строения и режима подвижности блоков. Сводовое поднятие испытывает постоянное дифференцированное воздымание. За промежуток времени между временем образования баджальского и силинского комплексов, произошло перемещение рудоносного блока вверх, при этом зона рудогенеза как бы сместилась вниз. Поэтому минерализация касситерит-сульфидной формации и занимает такой же или более низкий гипсометрический уровень относительно первых двух. В этом видимо проявляется тот факт, что металлогеническая зональность в современном виде подчиняется блоковой неоднородности свода. Ранее сделанный вывод о проявляющейся в районе обратной зональности (Беспалов, 1981), вызывает сомнение.

## 4.3. Морфоструктурная оценка денудационного среза

Почти вся минерализация района связана с Верхнеурмийским гранитным массивом. Расположение рудопроявлений на близких гипсометрических уровнях и сохранение металлогенической зональности позволяют сделать вывод о неравномерном денудационном срезе

Согласно принципиальной схемы формирования Баджальской рудномагматической системы, кристаллизация гранитов происходила на глубине 3000 м (Гоневчук, 2000), но окончательное становление их завершилось в приповерхностных условиях. Отражением устойчиво проявленных интенсивных восходящих движений на протяжении всего периода континентального развития территории рудного района является значительный денудационный срез, вскрывший гранитный плутон. Глубина пострудного эрозионно-денудационного среза увеличивается в направлении с северо-востока на юго-запад и достигает максимума в пределах Верхнеурмийского рудного узла, где вскрыты граниты и оруденение высокотемпературных ассоциаций, поэтому величина денудационного среза достигает здесь не менее 3000 м за весь пострудный период. В Верхнеурмийском рудном узле хорошо выражена вертикальная и горизонтальная метасоматическая и рудная зональности. Рудные зоны образуют «лестничную» структуру, постепенно удаляясь и поднимаясь в пространстве от гранитного массива. Чем дальше рудопроявление находится от гранитного массива, тем выше оно расположено по гипсометрии (Болторо – 1400 м, Омот – 1850-1900 м), тем более поздними продуктами рудоносной магмы оно сложено. Однако по расположению рудопроявления существенно не отличаются друг от друга: находятся они в высоких блоках и на близких гипсометрических уровнях и в сходных геолого-структурных условиях. Денудационный срез блока, в котором расположено рудопроявление Болторо, составил возможно порядка 5000 м, руководствуясь схемой Баджальской рудно-магматической стстемы по Гоневчуку (2000). Условия вывода на поверхность рудных зон в блоках восточной части узла обеспечиваются меньшими величинами пострудного среза вследствие которых была удалена часть верхнего покрова эффузивов. С учетом мощности покровных эффузивов,

величина среза уменьшается до 800-1400 м.

В Верхнебаджальском рудном узле денудационный срез явно меньше, т. к. на поверхности наблюдаются только отдельные тела гранитов и выходы гранодиоритов позднего силинского комплекса. По сохранившимся от эрозии фрагментам букамского экструзива липаритов В.Я. Беспаловым (1981), положение палеоповерхности определено на уровне 2950-3000 м, а граница кристаллизации руды - на глубинах 1300-1700 м для касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций и 1900-2400 м для касситерит-сульфидной. Эти данные вполне согласуются с современным положением рудопроявлений относительно поверхности кровли гранитов и дают величину денудационного среза в 800-1000 м. В восточной части узла на поверхности обнажаются юрские отложения. По восстановленной мощности юрских отложений, величина денудационного среза может достигать 1000 м.

Таким образом, выходы на поверхность гранитоидов, распределение разнотемпературной и разноформационной минерализации, сохранение прямой зональности рудогенеза указывают на то, что Баджальский рудный район характеризуется высокой, но неравномерной степенью денудации. При этом зональная смена разнотемпературных образований свидетельствует о закономерном уменьшении денудационного среза с запада на восток. Наибольшая величина пострудного среза отмечается для блоков, приуроченных к площади распространения гранитов и содержащих их. В целом величина пострудного среза оценивается от 5 км до 0, 8 км.

Для удобства сопоставления величин денудационного среза морфоструктурным и кристалломорфологическим методами ниже оценивается срез за неотектонический этап развития (за последний цикл денудации). Денудационный срез рудопроявления определяется как разность максимальной высоты рудоносного блока (уровень тектонической поверхности блока на начало этапа) и верхнего горизонта выхода рудопроявления на современную поверхность (рис. 23).

Месторождение Правоурмийское. Максимальная высота рудоносной морфоструктуры составляет 2080 м. Месторождение в современном рельефе

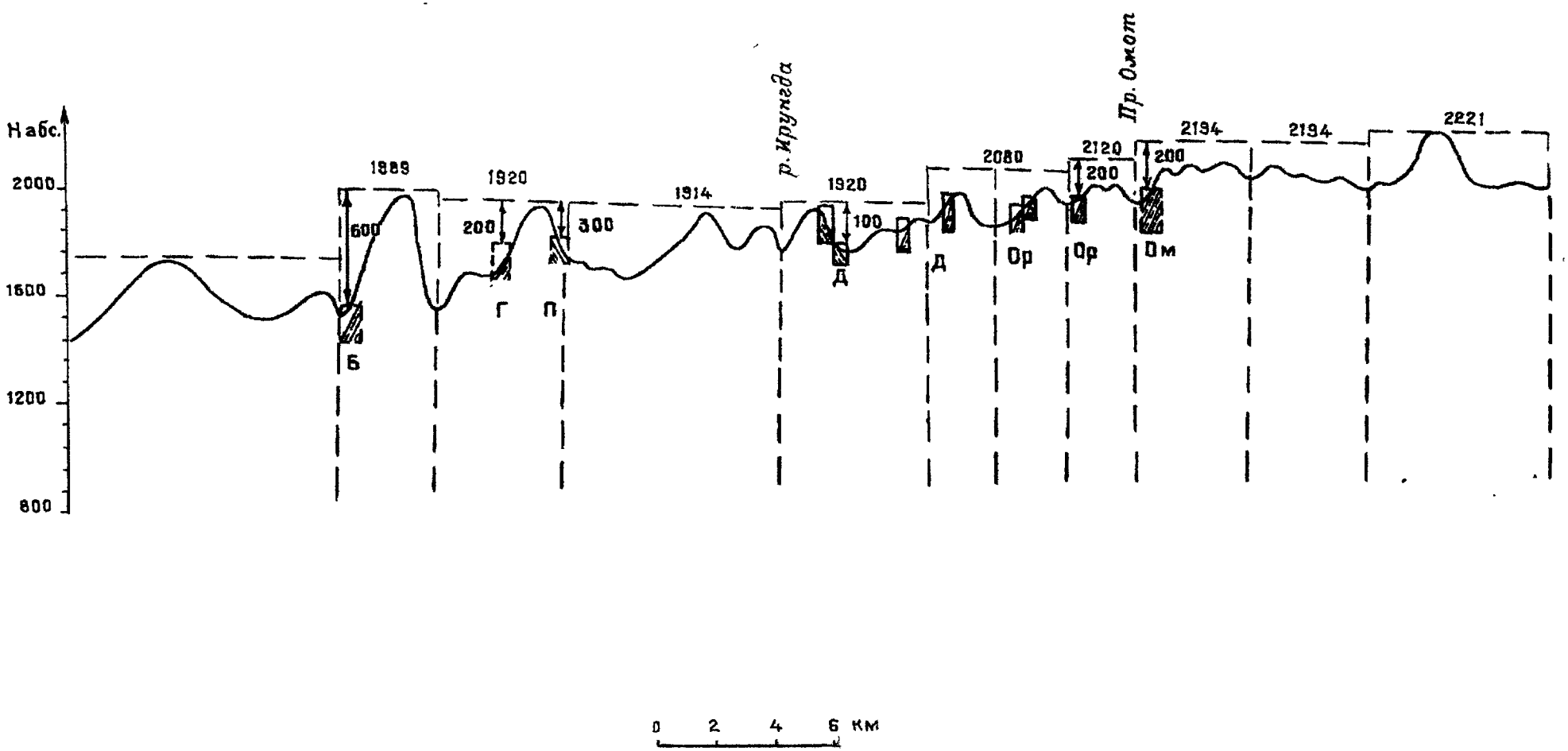



Рис.23. Денудационный срез рудопроявлений Верхнеурмийского рудного узла (усл. обозн. на рис.24)

вскрыто на глубине 1600-1700 м. Величина денудационного среза составляет 300-400 м. Оруденение такого типа (грейзенового) имеет вертикальную протяженность не менее 500 м (Лугов, 1975; Рундквист, 1975; и др.) для рудопроявлений грейзенового (с кварц-топазовой фацией) типа величина денудационного среза в 300-400 м может оказаться достаточно высокой, при которой рудная минерализация будет практически уничтожена.

Рудопроявления структуры Ось Баджала располагаются в рудоносных блоках с фоновыми высотами 1920-2194 м, а выходы зон на современной поверхности зафиксированы на высотах 1700-1800-1900 м. Величина денудационного среза составляет около 200 м (табл. 5).

Наибольший интерес в этой структуре имеют рудопроявления Двойное, Орокот и Омот. Рудопроявление Двойное располагается в рудоносном блоке с максимальной высотой 1920 м, а вскрыто в современном срезе на гипсометрическом уровне 1700-1900 м. Денудационный срез рудопроявления составляет 0-200 м. Рудопроявление Орокот на современной поверхности отмечается на высоте 1900-1800 м в рудоносном блоке с максимальной высотой 2080 м. Денудационный срез составляет 200-300 м. Рудопроявление Омот, вскрытое в современном срезе на высотах 1700-1900 м, расположено в рудоносном блоке с высотой 2194 м. Денудационный срез составляющих его рудных зон изменяется от 200 до 400 м. В целом, наблюдаются близкие величины денудационного среза для рудопроявлений рудоносной структуры «Ось Баджала» - около 200 м. Эта же величина характерна и для рудопроявления Восточного в Сынчугинской рудоносной структуре (что можно рассматривать как подтверждение их единства).

В Верхнебаджальском рудном узле рудопроявления расположены также на близких гипсометрических уровнях и в высоких блоках. Основная часть относится к касситерит-силикатной формации, отдельные рудопроявления принадлежат касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной.

Герби-Талиджакская морфоструктура. Все оловорудопроявления располагаются в блоках, характеризующихся максимальными высотами (более 2000 м). С учетом высоты выхода рудных зон на современную поверхность от

1700 до 2100 м и максимальной высоты рудоносной структуры 2219 м, денудационный срез рудопроявлений этой рудной структуры в целом составляет 0-500 м. Наиболее изученным и перспективным является рудопроявление Талиджак, состоящее из серии зон: Ермак, Королева, Южная, Лавинная и других. Оно расположено в наиболее высоком блоке с отметкой 2219 м. В процессе неотектонического воздымания рудные зоны были выведены на поверхность и вскрыты в интервале глубин 1700-2100 м. Денудационный срез зоны Ермак составляет 250-300 м, зоны Южная 100-120 м, зоны Лавинная 150-260 м.

Баджало-Левоярапская морфоструктура. Максимальная абсолютная высота рудоносной структуры составляет 2104 м. Денудационный срез отдельных рудных тел изменяется в пределах 200-600 м. Зона Хребтовая - основа месторождения Рудного, в современном рельефе вскрыта на высоте 1700-1900 м. Денудационный срез месторождения составляет 300-200 м (Табл. 5, рис. 24).

Верхнебаджальская рудоносная морфоструктура.

Месторождение Ближнее образуют несколько рудных зон, расположенных на разных гипсометрических уровнях: зона Юбилейная вскрыта в современном срезе на абсолютных высотах 1150-1200 м, зона Липаритовая – на 1300 м, другие зоны отмечены в интервале высот 1350-1750 м. Максимальная высота рудоносного блока – 2086 м. Денудационный срез рудного тела (з. Юбилейная) достигает 900 м, практически вскрыты низы рудной зоны, что находит подтверждение в результатах горных работ. Денудационный срез других рудных зон, находящихся в пределах этого блока, - 300-400 м.

Рудопроявление Лошадиная Грива расположено в восточной части структуры в рудоносном блоке высотой 1959 м и представлено несколькими зонами, вскрытыми на разных высотах: зона Главная – 1450-1750 м, зона Восточная 1550-1680 м, зона Западная – 1490-1710 м. Вертикальный размах оруденения – 300 м. Наибольший интерес представляет зона Главная. Её денудационный срез составляет около 200 м.

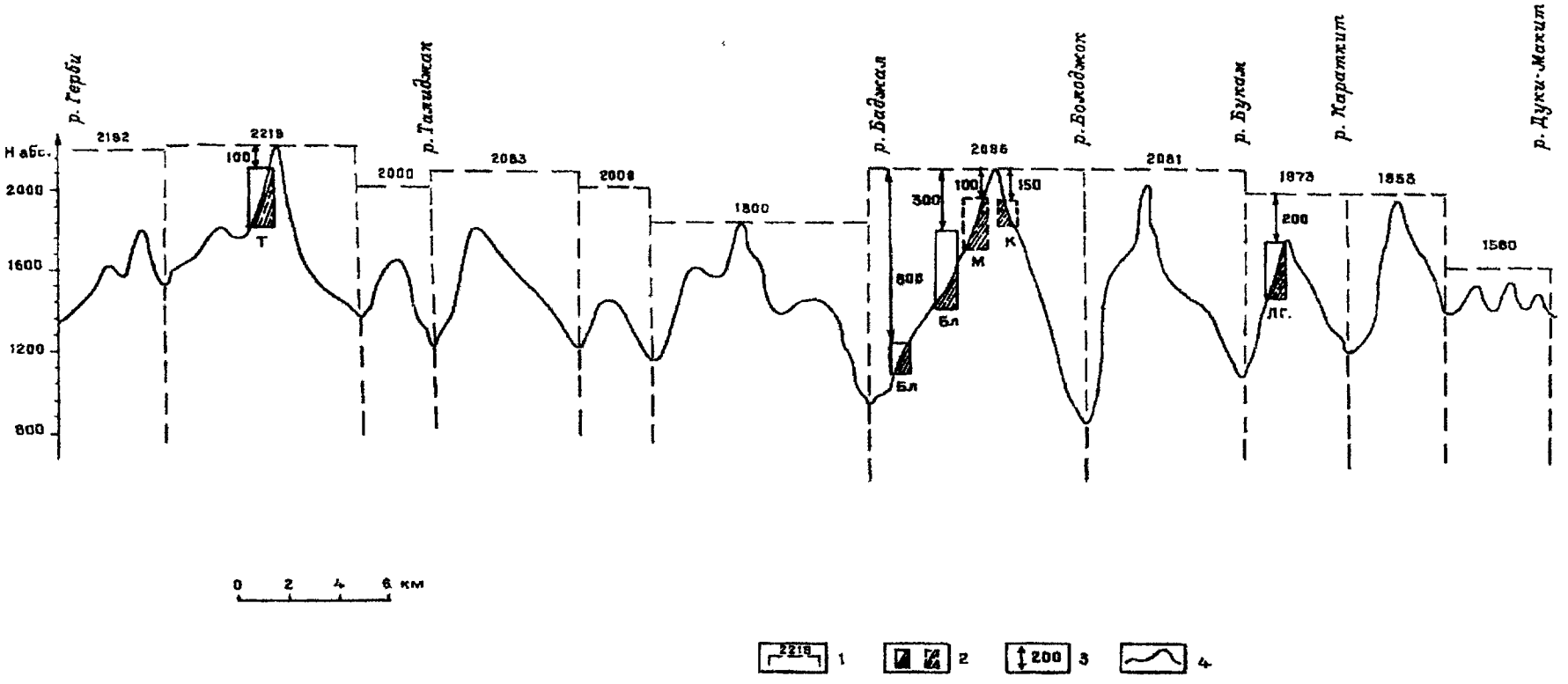



Рис. 24. Денудационный срез рудопроявлений Верхнебаджальского рудного узла

1 – элементарный блок и его максимальная высота, 2 – рудопроявления: а) расположенные на профиле, б) расположенные вне линии профиля; 3 – современный денудационный срез и его величина; 4 – линия поверхности современного рельефа. Рудопроявления: Т – Талиджак, Бл. – Ближнее; М – Моренное, К – Каровое, Л.Г. – Лошадиная Грива

Таблица 5

Морфоструктурная оценка денудационного среза рудопроявлений Баджальского рудного района

| Рудопроявление | Рудоносная структура | Макс. высота рудоносной структуры, м | Абс. высота выхода оруденения на совр. пов-ть, м | Макс. высота рудоносного блока, м | Абс. высота кровли гранитного плутона | Расстояние от рудопроявления до кровли гранитов | Денудационный срез, м (за последний эрозионный цикл) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Верхнеурмийский рудный узел* | | | | | | | |
| Болторо | Ось Баджала | 2221 | 1350-1500 | 1989 | 1200 | 150-300 | 500-600 |
| Грустное | Ось Баджала | 2221 | 1670-1780 | 1920 | 1200-1400 | 300-500 | 100-200 |
| Проскурникова | Ось Баджала | 2221 | 1700-1800 | 1920 | 1000 | 700-800 | 100-200 |
| Двойное | Ось Баджала | 2221 | 1700-1900 | 1920 | 700 | 1000-1300 | 0-200 |
| Орокот | Ось Баджала | 2221 | 1900-1800 | 2080 | 200-300 | 1500 | 200-300 |
| Омот | Ось Баджала | 2194 | 1700- (1900) | 2194 | 200 | 1600 | 200-300 |
| Правоурмийское | Правоурмийская | 2080 | 1700-1600 1900 | 2080 | 700-800 | 800-900 | 180-400 |
| Высокое | Сынчугинская | 1912 | 1600-1700 | 1912 | 1200 | 600 | 200-300 |
| *Верхнебаджальский рудный узел* | | | | | | | |
| Талиджак | Герби-Талиджакская | 2219 | 1700-2100 | 2219 | 800-1000 | 800-1200 | 0-100-500 |
| Рудное | Баджало-Левоярапская | 2112 | 1600-1900 | 2104 | 800-1000 | 750-900 | 100-300 |
| Ближнее (з. Юбилейная) | Верхнебаджальская | 2157 | 1150-1200 | 2086 | 800 | 600 | 800-900 |
| Ближнее (др. зоны) | Верхнебаджальская | 2157 | 1750-1350 | 2086 | 800 | 1100-750 | 300-700 |
| Моренное | Верхнебаджальская | 2157 | 1980-1730 | 2086 | 700 | 1280-1030 | 100-300 |
| Каровое | Верхнебаджальская | 2157 | 1920-1820 | 2081 | 800 | 1020-1120 | 150-250 |
| Лошадиная Грива | Верхнебаджальская | 2157 | 1750-1450 | 1973 | 1200 | 550-250 | 200-500 |

Высокое положение занимают рудные тела рудопроявлений Карового (высота рудоносного блока 2081 м) и Моренного (высота рудоносного блока 2086 м), а выходы рудных тел зафиксированы в интервале высот 1800-2000 м. Денудационный срез их изменяется от 0 до 200 м.

Верхнеурмийский рудный узел более эродирован, т.к. в его пределах вскрывается крупный гранитный плутон и связанная с ним высокотемпературная минерализация. Денудационный срез всей территории узла за пострудный период оценивается весьма высоко – от более 3000 м до 1000 м, а денудационный срез рудопроявлений изменяется от 0 до 400 м. Территория Верхнебаджальского рудного узла менее эродирована; в его пределах выходят на поверхность отдельные небольшие интрузивные тела гранитов и среднетемпературная минерализация. Величина пострудного среза района оценивается в 800-1000 м. Величина денудационного среза рудопроявлений изменяется от 0 до 900 м. Наибольшее значение отмечается для рудопроявлений касситерит-кварцевой формации. В целом, Баджальский рудный район характеризуется высокой, но неравномерной степенью денудации, приведшей к вскрытию гранитного плутона и многочисленных рудопроявлений. Но именно этот факт имеет значение для проявления на поверхности металлогенической зональности и выделения перспективных участков. Блоки максимально унаследованно воздымающиеся со вскрытыми купольными поднятиями не благоприятны для сохранения минерализации касситерит-кварцевой формации. Благоприятными условиями для сохранения оруденения являются блоки воздыманий со слабо вскрытыми гранитными массивами, блоки кольцевых морфоструктур с чехлом эффузивов, под которым находится куполовидное поднятие гранитов, еще не вскрытых денудацией.

## 4.4. Кристалломорфологическая оценка денудационного среза рудопроявлений Баджальского рудного района

Кристалломорфологическое изучение касситерита из рудопроявлений Баджальского рудного района началось сразу же, как начались первые поисковые работы, и продолжалось параллельно с освоением района. Первые данные по кристалломорфологии касситерита были получены по отдельным пробам из

рудопроявлений структуры «Ось Баджала» (1973-1976). Планомерное изучение форм кристаллов касситерита было продолжено автором в 1976 году и закончилось в 1990. Кристалломорфологическим анализом был исследован касситерит рудопроявлений структуры «Ось Баджала», месторождений Правоурмийского, Ближнего, Рудного, рудопроявлений Талиджак, Лошадиная Грива, Моренное, Каровое и единичными пробами ряд других более мелких. Наиболее детально изучена кристалломорфология касситерита месторождения Правоурмийского и рудопроявления Талиджак.

### 4.4.1. Кристалломорфологическая оценка денудационного среза Верхнеурмийского рудного узла

#### Оценка рудопроявлений структуры «Ось Баджала»

В процессе исследования был изучен касситерит из проб, отобранных в рудных сечениях канав рудопроявлений Грустное, Проскурникова, Двойное, Орокот, Омот. Касситериты этих рудопроявлений обладают одинаковыми физическими свойствами и характеризуются светло-коричневым, желтовато-коричневым цветом, мелкими размерами кристаллов и зёрен (до 2 мм), прозрачностью, зональным внутренним строением кристаллов и очень схожей морфологией кристаллов. Для касситерита характерны следующие особенности кристалломорфологического состава:

- неоднородность кристалломорфологического состава, совмещённость в пробах разных типов касситерита от I до IV, сильный градиент вертикальной изменчивости;
- устойчивое присутствие во всех пробах кристаллов I типа – кристаллов изометричного дипирамидального облика;
- принадлежность преобладающей массы кристаллов касситерита к IV типу, но короткопризматического габитуса со слабым развитием граней призмы {110};
- слабая степень удлинения кристаллов, что указывает на короткое морфологическое развитие кристаллов от типа I к типу IV;
- постоянное присутствие комплексных и простых двойников;
- кристалломорфологическая балльность изменяется от – 50 до +150

Кристалломорфологические особенности касситерита позволяют отнести рудопроявления структуры «Ось Баджала» к классу 2 с размахом оруденения до 200-300 м и оценить рудопроявления как мало перспективные. Для рудопроявлений характерна сближенность «верхов» и «низов» рудных тел. Денудационный срез их весьма значителен, и составляет 200-300 м, исходя из указанного вертикального размаха оруденения. Рассматривая кристалломорфологические особенности каждого рудопроявления, отмечается постепенное изменение их в северо-восточном направлении: происходит «улучшение» кристалломорфологических критериев. Это выражается в постепенном возрастании значения коэффициента балльности от – 50 до +150 (табл.), увеличении степени удлинения от 1 до 3, в усложнении габитуса кристаллов (появлении граней дитетрагональных пирамид на кристаллах IV типа). Наиболее благоприятные кристалломорфологические критерии отмечаются для рудопроявления Омот, где в рудных зонах преобладают кристаллы IV типа с умеренной степенью удлинения. Здесь же в отдельных рудных зонах зафиксированы колломорфные выделения касситерита, формирующиеся на небольшой глубине. Сферолиты сложены длиннопризматическими индивидами III и IV типов, зональное строение которых отражает длительное развитие их в типах III и II. Рудопроявление Омот можно отнести к 3 классу развития с вертикальным размахом оруденения до 300-400 м и оценить как более перспективное по сравнению с другими рудопроявлениями этой структуры. Денудационный срез слагающих его рудных зон составляет 150-200 м. Таким образом, денудационный срез рудопроявлений всей структуры изменяется от 300 м до150 м. Кристалломорфологические критерии свидетельствуют о незначительных перспективах рудопроявлений структуры «Ось Баджала», о высоком уровне денудационного среза, о том, что горными выработками вскрыты практически корни оруденения. Однако в то же время перспективы структуры возрастают к северо-востоку, где денудационный уровень среза меньше и увеличивается протяжённость оруденения на глубину.

Кристалломорфологическая оценка месторождения Правоурмийское

Морфология кристаллов касситерита этого месторождения исследовалась на всех стадиях поисковых и разведочных работ и изучена наиболее детально.

Кристалломорфологическое картирование месторождения проводилось по бороздовым пробам из канав, штольни, керна скважин и образцам рудных пород, где визуально и в лупу можно было различить кристаллы и определить кристалломорфологический тип касситерита. Всего было просмотрено около 500 проб. В результате кристалломорфологического анализа были выделены следующие особенности касситерита:

1. Необычайное разнообразие кристалломорфологического состава касситерита, неоднородность типов кристаллов не только по отдельным пересечениям, но и по всему месторождению в целом (рис.20). В каждом отдельном рудном пересечении, а иногда и в одной пробе, совмещены от I до IV типа, причём IV тип отмечается как в виде отдельных кристаллов, так и в виде комплексных двойников. Типы II и V касситерита в пробах встречается редко.

Неоднородность кристалломорфологического состава находит отражение в значении бальности, которое колеблется в самых широких пределах от (-200) до (+112).

2.Короткопризматический габитус кристаллов, слабое удлинение кристаллов по оси С. Степень удлинения составляет 0,8 - 2,3. Морфологическая эволюция кристаллов в сравнении с эталонным рядом сокращена за счёт выпадения типа II и укороченного развития каждого другого типа.

3. Резкое преобладание в составе касситерита кристаллов I типа дипирамидального облика. Вместе с короткопризматическими кристаллами IV типа они составляют абсолютное большинство в кристалломорфологическом составе.

4 Широкое развитие комплексных двойников, чему очень благоприятствует короткопризматический габитус кристаллов. Они присутствуют практически в каждой пробе, и в отдельных случаях полностью представляют её состав.

5. Часто наблюдаемая асимметрия кристаллов – неравномерное развитие отдельных граней одной и той же простой формы.

Все выше перечисленные особенности характерны для касситерита из прожилково-метасоматической зоны кварц-топазового состава месторождения. Для прожилкового касситерита типичны те же особенности, но с преобладанием

близких по облику кристаллов I и IV типов (IV тип имеет очень низкую степень удлинения за счёт слабого развития граней призмы).

6. На более высоких гипсометрических уровнях месторождения развиты кварц-турмалиновые метасоматиты с касситеритом, представленным относительно удлинёнными кристаллами IV и V типов. Этот касситерит отличается от касситерита кварц-топазовой ассоциации не только кристалломорфологическими особенностями, но и физическими свойствами (табл 6).

Таблица 6

Свойства касситерита Правоурмийского месторождения

| Касситерит-кварцевая формация | |
|---|---|
| Грейзеновый тип | Турмалиновый тип |
| Кварц-топазовая фация | Кварц-турмалиновая фация |
| Сируктура --крупнокристаллическая: размеры кристаллов и зёрен от нескольких мм до 1 см, отдельные кристаллы – до 1,5-2,0 см;<br>-цвет бурый от светлого до тёмного оттенка;<br><br>-кристаллы почти непрозрачные;<br>-короткопризматический габитус с широким развитием комплексных двойников, с преобладанием I и IV типов | -мелкокристаллическая: размер кристаллов и зёрен от долей мм до 1-3 мм;<br>-цвет жёлтый, от светлого почти бесцветного до буроватого;<br>-кристаллы прозрачные;<br>кристаллы длиннопризматического габитуса с широким развитием простых двойников и звёздчатых сростков, с преобладанием IV и V типов со степенью удлинения 4-5. |

На первом этапе работы кристалломорфологическое картирование проведено по поверхностным горным выработкам. Несмотря на пестроту кристалломорфологического состава и колебания значений балльности, была установлена кристалломорфологическая зональность, отражающая горизонтальную и вертикальную минералогическую и метасоматическую зональности. В северо-восточном направлении отмечается постепенное увеличение значения балльности. От западных флангов месторождения, где развиты серицитовые метасоматиты, к его центральной части (рудное тело I), представленной кварц-топазовыми метасоматитами, одновременно с повышением абсолютных высотных отметок месторождения (от 1600 до 1800 м) происходит увеличение балльности от (-20) до (+62). Далее к востоку (рудное тело II) одновременно с повышением высотных отметок до 1900 м и преимущественным развитием кварц-турмалиновых метасоматитов на более высоких уровнях наблюдается увеличе

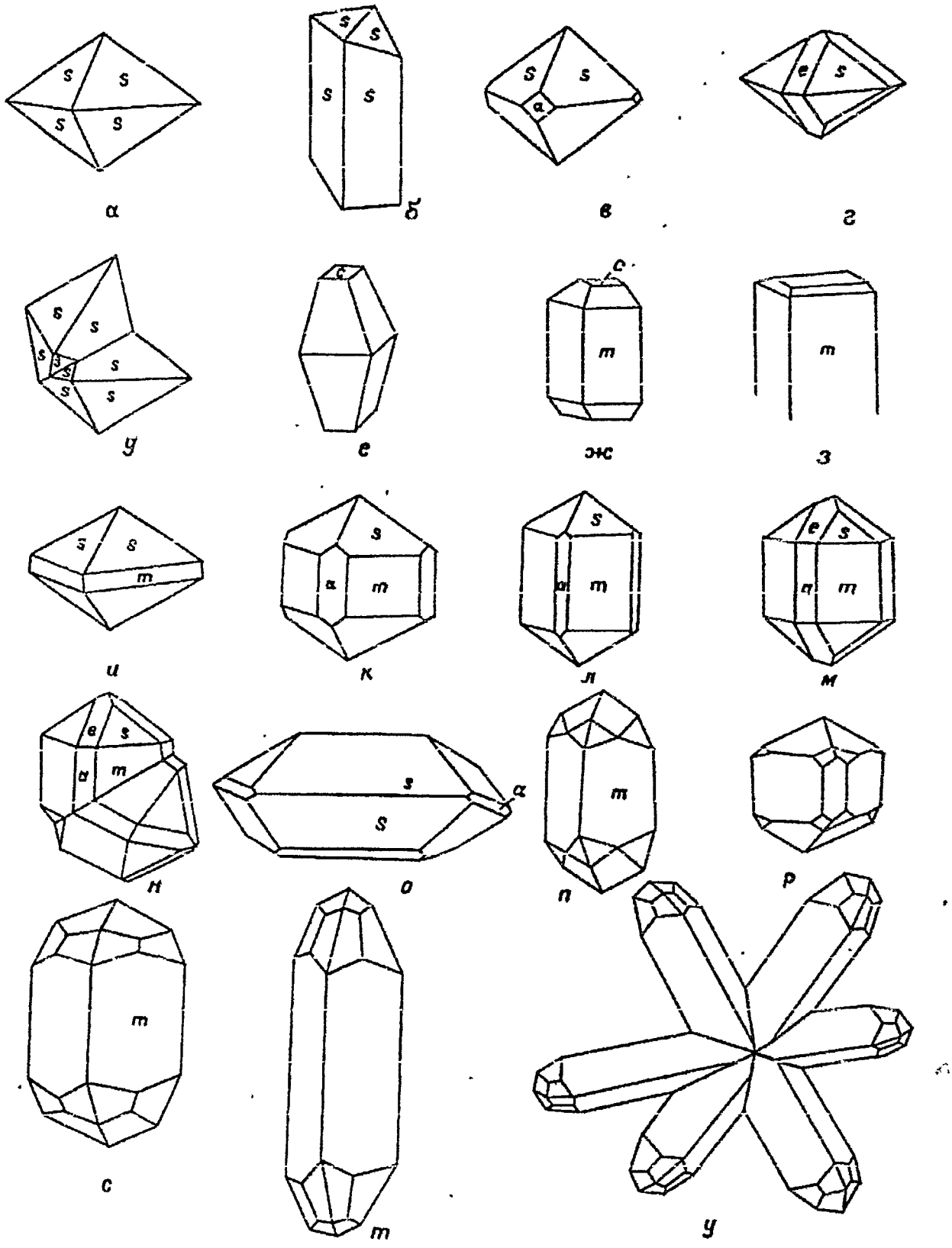



Рис. 25. Типы кристаллов касситерита из разных минеральных ассоциаций Правоурмийского месторождения

Типы кристаллов: I – а-д, II – е, III – ж,з, IV – и-о, V – п-у; двойники: н, у – простые, о – комплексный; минеральные ассоциации: кварц-топазовая – а-п, кварц- мусковитовая - р,с, кварц-турмалиновая – т,у.

ние балльности до (+112),. Ещё дальше к восточному флангу значения балльности понижаются, параллельно с понижением высот рельефа и сменой кварц-турмалиновых метасоматитов карц-топазовыми. Изменение балльности отражает количественное соотношение, в основном I и IV типов, и степень их удлинения.

Полученные результаты исследования касситерита из поверхностных горных выработок позволили, исходя из кристалломорфологических критериев, оценить перспективность оруденения. Месторождению была дана следующая оценка:

- уровень денудационного среза достаточно высок;
- градиент вертикальной кристалломорфологической изменчивости велик, для месторождения характерна сближенность верхних и нижних границ оруденения;
- предполагаемая протяжённость оловянного оруденения на глубину составляет 200- 220 метров;
- постоянное присутствие кристаллов IV типа и их комплексных двойников может указывать на то, что горными выработками оруденение вскрыто в наиболее продуктивной его части;
- в средней части месторождения (между рудными телами I и II) морфология кристаллов позволяет предположить большую протяжённость оруденения на глубину. Согласно минералогической и метасоматической зональности на глубине можно ожидать смену кварц-турмалиновых метасоматитов кварц-топазовыми, содержащими промышленные руды.

В ходе дальнейших разведочных работ на стадии детальной разведки был получен материал с глубоких горизонтов месторождения и рудного тела I , которое было разведано скважинами и штольней, пройденной на горизонте 1600 м. Кристалломорфологическим анализом установлено сохранение всех выше описанных кристалломорфологических особенностей касситерита. Сохраняется разнообразие кристалломорфологического состава, заметно преобладают кристаллы I типа и исчезает V тип. Значение балльности изменяется от (-200) до (+100), но статистически преобладают отрицательные значения балльности.

Следующая штольня, пройденная на глубине 1400 м, оруденения не вскрыла. Результаты кристалломорфологического анализа касситерита Правоурмийского месторождения подтвердились результатами разведочных работ. Протяжённость оруденения на глубину не превышает 250 метров. Уровень денудационного среза действительно высок. Кристалломорфологическая зональность коррелируется с горизонтальной и вертикальной метасоматической зональностью. Восточный фланг месторождения представлен турмалиновым и хлоритовым типами минерализации, которые, исходя из установленной зональности, считаются перспективными на глубину.

Результаты работ по изучению кристалломорфологических особенностей касситерита Правоурмийского месторождения подтвердили закономерность пространственно-временного распределения морфологических типов касситерита. Была установлена та же последовательность смены кристаллов касситерита от типа I к типу V на месторождении штокверкового типа касситерит-кварцевой формации. Аналогичные результаты получены Л.П.Цветковым (1981) на Пыркакайском и Пытлянском штокверках на Чукотке. Конечно, в жильно-штокверковых и прожилково-метасоматических зонах кристалломорфологическая зональность выражена не вполне отчётливо, но о вертикальной зональности можно говорить.

### 4.4.2. Кристалломорфологическая оценка рудопроявлений Верхнебаджальского рудного узла

Кристалломорфологическим методом изучены месторождение Ближнее, рудопроявления Талиджак, в отдельных сечениях Лошадиная Грива, Рудное, Моренное, Каровое, в единичных пробах – Холодное, Озёрное. Для касситерита большинства рудопроявлений узла (за исключением месторождения Ближнего) характерны следующие особенности кристалломорфологического состава: преобладание IV и V типов, средняя степень удлинения кристаллов, однородность состава, зональность кристаллов, высокое значение балльности. Такие особенности указывают на 3-й и 4-й классы развития, на то, что в срезе вскрыта средняя часть оруденения и на протяженность его на глубину (табл. 2). По кристал-

ломорфологическим особенностям касситерита рудопроявления Верхнебаджальского рудного узла относятся к более перспективным в сравнении с рудопроявлениями Верхнеурмийского рудного узла. Эрозионно-денудационный срез верхнебаджальских рудопроявлений оценивается более низкими величинами среза.

**Месторождение Ближнее.** Оруденение вскрыто в современном срезе на высотах 1150-1750 м, и разведано поверхностными и подземными горными выработками. Касситерит месторождения характеризуется бурым, темно-бурым цветом, слабой прозрачностью, короткопризматическим почти изометричным габитусом. Кристалломорфологический состав разнообразный: отмечаются все кристалломорфологические типы от I до V, но резко преобладает IV тип, меньше V слабой степени удлинения. Различий в составе касситерита, отобранного из рудных зон из поверхностных горных выработок, и из штольни не наблюдается. Не отмечены изменения в составе касситерита и из различных продуктивных ассоциаций. Кристалломорфологическая балльность, рассчитанная по результатам анализа касситерита из поверхностных горных выработок, составляет 92-130 %, из подземных выработок – около 100 %.

В грейзеновой ассоциации касситерит представлен короткопризматическими кристаллами V типа со степенью удлинения 1,5-3,0, реже дипирамидальными кристаллами IV и V типов (Евзикова, 1974).

Преобладающее развитие кристаллов IV и V типов, но слабой степени удлинения, неоднородный кристалломорфологический состав, постоянное присутствие кристаллов I типа, значение кристалломорфологической балльности выше 100 % представляют довольно неоднозначную картину кристалломорфологической оценки масштабов оруденения. На стадии поисково-разведочных работ по кристалломорфологическим критериям зоне Юбилейной была дана положительная оценка. Предполагалось на основе высокого значения балльности выше 100 %, резкого преобладания в пробах кристаллов IV, V типов, что оруденение имеет небольшой денудационный срез и перспективы на глубину. Но постоянное присутствие кристаллов I типа, слабая степень удлинения кристаллов указывало на то, что оруденение имеет небольшую мощность, верхние и нижние

горизонты его сближены, что в современном срезе вскрыто большая часть его, а денудационный срез может достигать 400 м. Штольня, пройденная на горизонте 1150 м, вскрыла уже корни оруденения, тем самым подтвердив, что хотя денудационный срез и имеет относительно небольшое значение, но захватывает практически все оруденение.

**Месторождение Рудное** кристалломорфологически изучено слабо. Касситерит очень мелкий, размером менее 1 мм, светло-желтый, прозрачный зонального строения с ярко выраженными зонами роста. Нередко отмечаются простые двойники и сростки. В рудных зонах на поверхности и на глубине преобладают кристаллы IV и V типов с относительно слабой и средней степенью удлинения. Габитус короткопризматический. Кристалломорфологическая балльность изменяется от +127 до +200 %. При этом надо отметить отличия в кристалломорфологическом составе и значении балльности в зависимости от состава вмещающей ассоциации: в кварц-сульфидной – балльность 150-170 %, в кварц-хлорит-серицитовой до 200 %. Общий вертикальный размах минерализации, судя по выходам рудных зон на современную поверхность, составляет 650 м (2000-1400 м). Предполагаемая вертикальная протяженность оловянного оруденения до 400 м. Денудационный срез небольшой: исходя из указанной мощности оруденения, может составлять 0-100 м.

**Рудопроявление Лошадиная Грива** характеризуется однородным кристалломорфологическим составом: касситерит представлен III и IV типами с резким преобладанием IV типа средней степени удлинения (рис. 26. В небольших количествах встречаются кристаллы I типа и комплексные двойники. По этим особенностям рудопроявление можно отнести к 4-му классу развития. Балльность колеблется от 90 до 119 %. Предполагаемый вертикальный размах оруденения составляет около 500 м, денудационный срез можно оценить значением до 200 м.

В серицит-кварц-турмалиновой ассоциации преобладает касситерит IV, V типов с сильной степенью удлинения от 3 до 7, это позволяет отнести его к 4 или 5-му классу развития. Кристалломорфологическая балльность составляет 150-200 %. Вертикальный размах предполагается более 500 м, по выходам от

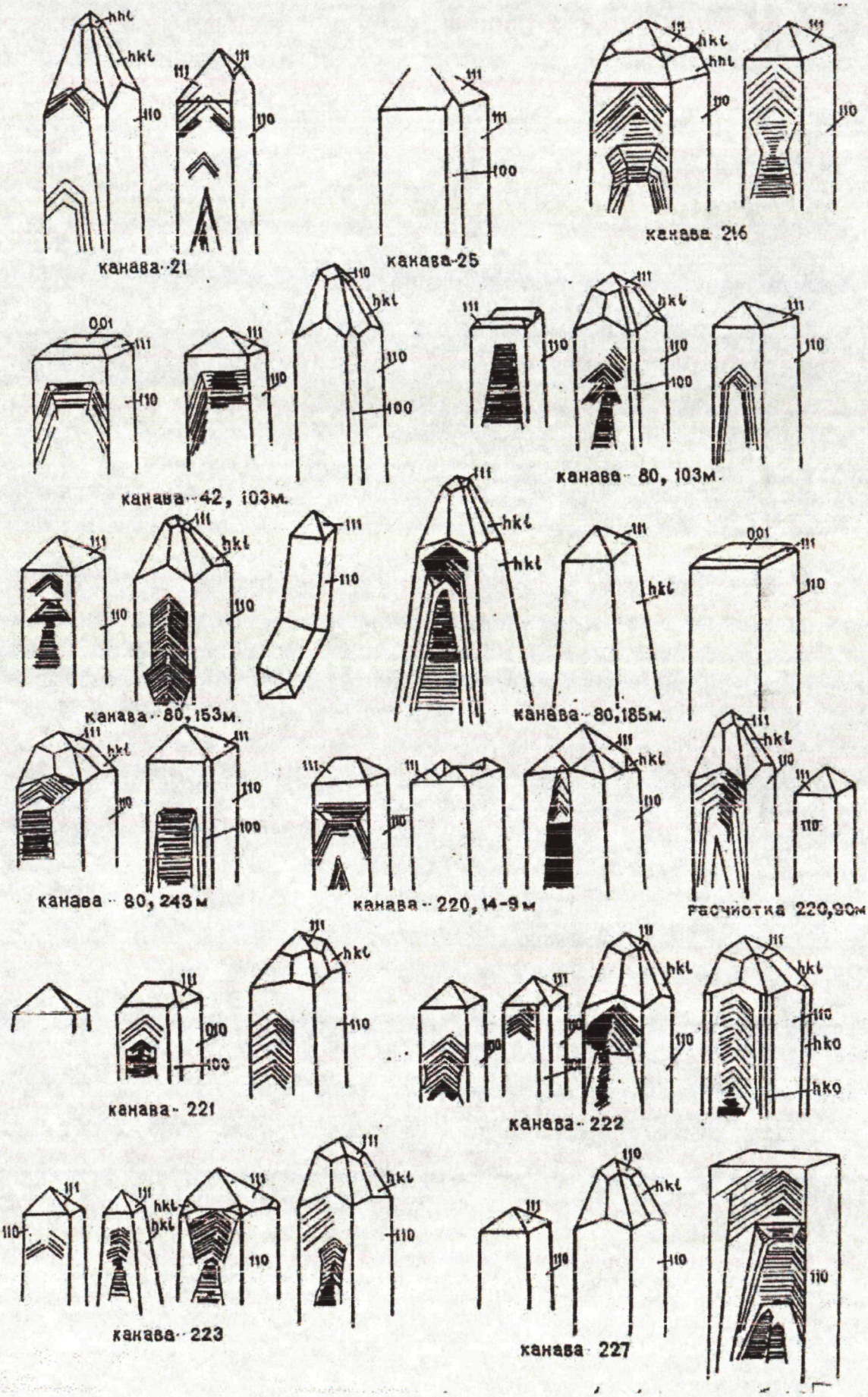



Рис. 26. Кристалломорфологические типы кристаллов рудопроявлений Талиджак (канавы 216-227) и Лошадиная Грива (канавы 21-80)

дельных зон на поверхность может быть 600-700 м. Денудационный срез оценивается от 0 до 100 м. ***Установленная вертикальная зональность и кристалломорфологические особенности касситерита позволяют оценить турмалиновый тип минерализации как перспективный на глубину.***

**Рудопроявление Талиджак. В** преобладающей массе рудных образований отмечается касситерит светло-коричневого, желтого цвета, прозрачный, зональный с ясными зонами роста, показывающими развитие кристаллов во всех типах от I к IV. Представлен IV, V, III кристалломорфологическими типами, но преимущественно IV и V, средней (иногда сильной) степени удлинения (рис. 21). Отмечается присутствие простых, редко комплексных двойников. Кристалломорфологическая балльность изменяется в пределах 100-200 %, но, в основном 100-130 %, т. е. денудацией уничтожена только четвертая часть рудопроявления. По указанным особенностям касситерита рудопроявление относится к 3-4 классу развития. Градиент кристалломорфологической изменчивости выражен слабо, на разных гипсометрических уровнях (минерализация прослежена на горизонтах от 1700 до 2000 м) изменений кристалломорфологического состава почти не наблюдается. По кристалломорфологическим особенностям рудные зоны рудопроявления Талиджак характеризуются как слабо эродированные.

Выше перечисленные особенности касситерита позволяют оценить рудопроявление как очень перспективное, и сделать вывод о том, что поверхностными горными выработками вскрыта верхняя часть отдельных рудных жил рудопроявления. Вертикальный размах оруденения предполагается до 500 м. Денудационный срез составляет 70-120 м. С учетом того, что рудопроявление представлено серией рудных зон и жил и с учётом высотных отметок выхода рудных зон на поверхность (1700-2000 м) вертикальный размах оруденения может достигнуть 600-800 м. При этом половина всей мощности зоны минерализации еще находится на глубине и в современном срезе не вскрыта.

**Рудопроявления Каровое и Моренное**

Кристалломорфологическим анализом исследовано небольшое количество проб, что для достоверной оценки не достаточно. Кристалломорфологический состав касситерита рудопроявления Моренного отличается довольно пестрым соста

Таблица 7

Кристалломорфологическая оценка рудопроявлений Баджальского рудного района и их денудационного среза

| Рудопроявление | Преобладающий кристалломорф. тип, доминирующий габитус | Степень удлинения кристаллов, класс развития рудопр. | Кристалломорфологический состав (однородость) | Кристалломорфологическая балльность, % | Вертикальный кристалломорф. градиент | Вертикальная протяженность оруденения, м | Опробованная часть рудопр. в верт. разрезе | Предполагаемая величина денуд среза, м |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Верхнеурмийский рудный узел* | | | | | | | | |
| Правоурмийское (рудное тело) | I, IV, дипирамидальный, изометричный, короткопризмат., комплексные двойники, | Слабая; 2 | Неоднородный | +64-(-200) | Сильный | 250-200 | Низ | 200-250 |
| Грустное, Проскурникова | I, IVкороткопризматическмй | Слабая; 2 | Умеренно неоднородн. | +100-(-50) | Нет данных | <200 | Низ | 200 |
| Двойное, Орокот | IV, V, III, среднепризматический | Слабая 2 Средняя 3 | Умеренно неоднородн. | 0-(+)120 | Нет данных | До 200-300 | Низ - середина | 100-200 |
| Омот | IV, V, III, среднепризматический | Средняя до 3 | Умеренно неоднородн. | +50-(+150) | Средний | 300-400 | Середина | 150-200 |
| *Верхнебаджальский рудный узел* | | | | | | | | |
| Талиджак | IV, V, призматический | Средняя; 3-4 | Умеренно однородн. | 100-200 | Слабый | 400-500 (до 800) | Верх | 70-120 |
| Рудное | V, IV, коротко-приз-матический | Слабая; 2 | Однородный | 120-200 | Не выражен | 300-400 | Верх-середина | 100-200 |
| Ближнее (з. Юбилейная) | IV, V, комплексные двойники | Слабая; 1-2 | Резко неоднородный | 92-130 | Умеренный, слабо выражен | 200-400 | Низ | 300-400 |
| Моренное | IV, V, III, I, (II) | Слабая; 2 | Резко неоднородный | 36-140 | Не определен | 200-300 | Низ-середина | 50-150 |
| Лошадиная Грива, Каровое | IV, III, умеренно призмат. до длиннопризматическ. | Умеренная до сильной; 4 | Однородный | 90-120 | Слабый | До 500 | Средняя часть | 50-120 |

вом. Присутствуют почти все типы, не отмечен только II тип. Но преобладает IV тип средней степени удлинения. Кристалломорфологическая балльность изменяется в пределах +36 - +140 %. Эрозионный врез составляет 250 м (1980-1730 м). Градиент изменчивости выражен слабо. Указанные особенности позволили предположить вертикальный размах оруденения до 300 м и относительно небольшой денудационный срез от 50 до 120 м. Однако постоянное присутствие в пробах кристаллов I типа указывает на сближенность «верхов и низов» оруденения, и такой денудационный срез может оказаться достаточно большим.

Касситерит рудопроявления Карового в преобладающем количестве представлен IV, V типами. Кристаллы длиннопризматические, степень удлинения сильная: от 3 до 7. Кристалломорфологический состав весьма однороден. Кристалломорфологическая балльность - 150-200 %. Особенности касситерита позволяют отнести рудопроявление к 4 или 5-му классу развития. Предполагаемый вертикальный размах оруденения с учетом кристалломорфологических особенностей касситерита и состава рудоносной ассоциации (кварц-турмалиновая) может быть более 500 м. Эрозионный врез по абсолютным отметкам выхода зон на поверхность составляет 100 м (1920-1820 м). Денудационный срез предполагается от 0 до 100 м.

## 4.5. Сопоставление результатов по двум методам оценки денудационного среза

В целом наблюдается сходимость качественной оценки денудационного среза. Результат оценки денудационного среза по двум методам показывает закономерное изменение денудационного среза с запада на восток: от Верхнеурмийского узла к Верхнебаджальскому наблюдается уменьшение величины среза. При сопоставлении морфоструктурных и кристалломорфологических признаков перспективности рудоносных блоков были получены следующие результаты. С запада на восток при постепенном возрастании максимальных высот рудоносных блоков происходит незначительное, но заметное возрастание значения кристалломорфологической балльности, достигая максимальной величины в одном из самых высоких рудоносных блоков (H=2219 м) центральной час-

ти района в пределах Герби-Талиджакской рудоносной морфоструктуры (рудопроявление Талиджак). Изменяется и класс месторождения от 2 до 4, что означает увеличение в общем объеме кристаллов касситерита более поздних касситеритов IV и V типов призматического габитуса со средней степенью удлинения. Кроме этого возрастает однородность кристалломорфологического состава. Кристалломорфологические критерии при этом указывают, на то, что в рудоносных блоках западной части района вскрыты практически низы оруденения, в блоках восточной и центральной части в современном срезе наблюдается средняя часть оруденения.

Одновременно происходит постепенное удаление рудопроявлений от урмийского гранитного массива и смена касситерит-кварцевой формации касситерит-силикатной. Чем выше и дальше от гранитов, чем меньше площадь гранитов в блоке, тем больше возрастают перспективы рудоносных блоков. Это значит, что амплитуда воздымания была такой, что разрушена только толща пород, перекрывающих оруденение.

Совместные благоприятные признаки обнаружения оруденения и его перспективности представлены так. Наиболее перспективные рудоносные блоки: 1) высокие блоки около 2000 м и выше, 2) сильно расчлененные, с количеством высотных уровней не больше 7, 3) оруденение в которых находится на высоких гипсометрических уровнях 1800-1900 м, не ниже 3-го высотного интервала, 4) гранитные массивы в которых слабо вскрыты, лучше если они образуют купольные поднятия на некоторой глубине, 5) рудопроявления в которых характеризуются высоким значением кристалломорфологической балльности (выше 100%), однородным кристалломорфологическим составом и 4-ым классом развития. При таком сочетании морфоструктурных и кристалломорфологических критериев в современном срезе вскрыты верхняя или средняя часть оруденения и можно ожидать продолжение его на глубину. Если кристалломорфологические критерии не благоприятные, то, вероятно, оруденение в данном блоке уже полностью вскрыто и разрушено.

В Верхнеурмийском рудном узле величина денудационного среза, определенная морфоструктурным способом, изменяется от нескольких метров до

400 м, преимущественно составляет 100-200 м. Кристалломорфологические особенности касситерита всех рудопроявлений весьма сходны. Они свидетельствуют о невысоких перспективах рудопроявлений, хотя и отмечается возрастание их к северо-востоку к рудопроявлению Омот. Большая часть рудных зон вскрыта в корневых частях. Денудационный срез рудных зон почти полностью уничтожил их и составляет порядка 200-300 м. Близкие значения величины денудационного среза по двум способам означает, что последний тектонический цикл вывел оруденение рудопроявлений Двойное, Орокот, Омот, на поверхность, и в течение последнего эрозионного цикла происходило их денудация. Месторождение Правоурмийское в этом узле выведено на поверхность в последний тектонический цикл, т.е. в неоген-четвертичное время. Об этом можно судить по тому, что вскрыто оно в склоновой части хребта в связи с образованием верхнеурмийского разлома.

Сравнение полученных данных оценки денудационного среза для рудопроявлений Верхнеурмийского рудного узла привело к следующим выводам: с повышением гипсометрических отметок «улучшаются» кристалломорфологические особенности касситерита, увеличивается значение кристалломорфологической балльности. Это означает повышение перспективности рудных зон, находящихся в наиболее высоких блоках. В целом кристалломорфологические критерии свидетельствуют о высоком денудационном срезе, о вскрытии современным уровнем рельефа корней оруденения и о незначительных перспективах этой рудоносной структуры.

В Верхнебаджальском рудном узле оруденение локализовано в высоких блоках, но гипсометрический уровень весьма широк от 1100 до 2000 м.

Верхнебаджальская рудоносная структура оценивается как слабо эродированная. Величина денудационного среза рудопроявлений, определенная морфоструктурным способом изменяется от 100 до 500 м. Значение кристалломорфологической балльности показывает, что разные рудопроявления вскрыты современной поверхностью в разных частях.

Месторождение Ближнее находится в наиболее приподнятом блоке с отметкой 2157 м и вскрыто в современном срезе в интервале 1150-1750 м и его

морфоструктурная оценка денудационного среза дает величину от 300 до 1000 м. Кристалломорфологические особенности касситерита, проанализированного из проб с горизонта 1150 м указывают на то, что здесь вскрыты низы оруденения, что ниже оруденение практически отсутствует, что денудацией оруденение уничтожено. Срез, установленный по кристалломорфологическому методу, составил около 400 м. В данном случае значения 1000 м и 400 м свидетельствуют о том, что оруденение «сидело» глубоко в блоке. Очевидно величина среза 1000 м - эта предельная величина денудации, превышение которой приведет к уничтожению оруденения касситерит-кварцевой формации и не только. Рудопроявление Халиджак находится в одном из самых высоких блоков. По составу относится к касситерит-силикатной формации, которая по законам зональности образуется и соответственно располагается выше и дальше касситерит-кварцевой. Денудационный срез составляющих его рудных зон изменяется от 100 до 500 м. Кристалломорфологическая оценка его по всем критериям самая наилучшая из всех рудопроявлений рудного района, величина среза составляет 70-100 м. Рудопроявление характеризуется как наиболее перспективное, вскрытое в верхней части и можно ожидать продолжение его на глубину. Разница в значениях величины денудационного среза объясняется тем, что современные процессы денудации только затронули рудные зоны, уничтожив пока верхнюю часть их.

Сопоставление результатов оценки денудационного среза по двум методам показало общую сходимость. Денудационный срез рудного района не одинаков для разных участков его территории. Оба метода показывают, что с запада на восток денудационный срез уменьшается. Блоки, расположенные в западной части района, унаследованно воздымающиеся в течение всего пострудного периода, характеризуются наибольшим срезом, в них вскрыты граниты и минерализация касситерит-кварцевой формации. Восточная часть района характеризуется меньшей степенью денудации, здесь наблюдается минерализация касситерит-силикатной формации. С учетом зональности, есть вероятность смены ее на глубине касситерит-кварцевой.

Величина денудационного среза, определенная морфоструктурным способом, за последний эрозионный цикл изменяется в широких пределах от нескольких метров до 1000 м. Величина денудационного среза, рассчитанная кристалломорфологическим способом, колеблется от нескольких десятков метров до 500 м. Совпадение значений может быть только при том варианте, если рудная зона распространена на всю мощность рудоносного блока. Для вывода рудных зон на поверхность и оптимального сохранения благоприятны условия инверсионного воздымания. В этом случае на поверхности обнажается оруденение касситерит-силикатной формации. А на глубине есть вероятность обнаружить оруденение касситерит-кварцевой формации. Для сохранности рудопроявлений касситерит-кварцевой формации наиболее благоприятны условия восходящих движений небольшой амплитуды или сочетания их с условиями тектонической стабилизации.

Величина денудационного среза, определяемая морфоструктурным способом, для рудных зон района имеет самые разные значения. Для конкретной оценки среза отдельно взятой рудной зоны получить значение среза помогает кристалломорфологический метод. Таким образом сужается район перспективных площадей. **Возможности совместного применения морфоструктурного и кристалломорфологического методов для оценки денудационного среза сводятся к следующему.** На основе морфоструктурного анализа территории и морфоструктурных признаков перспективности оруденения выделяются рудоносные участки или блоки, благоприятные на постановку работ. Определяемая при этом величина денудационного среза находящегося здесь оруденения может иметь самые разные значения. Для уточнения данных по величине среза далее применяется кристалломорфологический метод, позволяющий получить величину среза отдельно взятой рудной зоны или рудопроявления и выделить наиболее перспективный блок. Таким образом, определяя величину денудационного среза на основе последовательного применения благоприятных морфоструктурных и кристалломорфологических признаков, можно выделять перспективные площади и локализовывать в них первоочередные на данном этапе исследования.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе на примере достаточно хорошо изученного рудного района приведены результаты первого опыта сопоставления результатов оценки денудационного среза и условий сохранности оруденения в современном срезе двумя разными методами – морфоструктурным и кристалломорфологическим с привлечением геологических, геофизических и металлогенических сведений.

Морфоструктурный анализ показал, что Баджальский рудный район приурочен к положительной морфоструктуре Баджальского хребта, представляющей собой сводово-блоковое сооружение продольного северо-восточного (сихотэ-алинского) простирания, ограниченное крупными региональными линеаментами. Морфоструктурный план его представлен сочетанием элементарных блоков, линейных и кольцевых морфоструктур. Ведущее значение имеют поперечные к основному северо-восточному плану разрывные нарушения, определяющие мозаичный облик его.

В общем плане морфоструктуры отмечается и концентрическая зональность, проявляющаяся в последовательной смене от осевой части к её периферии высоких блоков блоками с меньшими высотами.

Основные черты морфоструктуры и рельефа района сформировались в результате мезозойской тектоно-магматической активизации, сопровождавшейся интесивными тектоническими движениями, мощной эффузивной и интрузивной деятельностью, активизацией древних и образованием новых разрывных нарушений и рудообразованием. Всё последующее развитие морфоструктуры происходило в условиях дифференцированного, но постоянного общего воздымания, в условиях растяжения с образованием межгорных прогибов. Интенсивность поднятия отдельных блоков была разной, что определило различную величину денудационного среза блоков и различную сохранность рудных тел в современном срезе. Современный морфоструктурный план и геоморфологический облик района исследования в значительной степени унаследовал план рельефа и особенно выраженность в рельефе разрывных нарушений, обусловленные процессами тектоно-магматической активизации. В то же время современный рельеф Баджальского хребта (сводово-блокового сооружения) наследу-

ет первичную интрузивную форму гранитного плутона. Часть разрывных нарушений, проявленных на поверхности, находят отражение и в кровле гранитов.

Позиция оруденения характеризуется следующими особенностями:

1. Все оловорудные проявления и месторождения локализованы в осевой части морфоструктуры, в полосе северо-восточного простирания, вдоль Баджальского разлома. Конкретное размещение рудопроявлений определяется сочетанием локальных линейных и кольцевых морфоструктур.

2. Положение рудоносных узлов контролируется двумя типами морфоструктур: кольцевыми, пространственно ограничивающими экструзии риолитов и нередко содержащими массивы интрузивных гранитодов, и линейными разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений.

3. Рудопроявления размещены внутри наиболее высоких блоков, высоты которых составляют 1900-2100 м. В региональном плане такие блоки располагаются в полосе интенсивного постоянного воздымания. Часть этих блоков вмещает вскрытые интрузивные массивы, а часть вмещает их на некоторой глубине. Гипсометрические уровни рудоносных горизонтов преимущественно составляют 1700-1800 м.

Рудоносные блоки характеризуются максимальными абсолютными высотами (около 2000 м и выше), высокими относительными высотами (до 1000 м), оптимальной, достаточной для вывода оруденения на поверхность, степенью расчленения с 6-7 высотными интервалами. Блоки сохраняют общую тенденцию разноамплитудных восходящих движений.

Полученные результаты оценки денудационного среза двумя методами показали общую их сходимость. Наиболее эродированными являются блоки, расположенные в западной части района, где в современном срезе вскрываются граниты и рудные зоны ранней и высокотемпературной касситерит-кварцевой формации. Наименее эродированными являются блоки центральной части района, характеризующиеся наибольшей приподнятостью и содержащие рудопроявления касситерит-силикатной и сульфидной формаций. В основе разной эродированности рудоносных блоков находится разный тектонический режим бло-

ков, различная история развития их в пострудный период. Тем самым образование и сохранность оруденения надо рассматривать с позиции общей истории не только геологического развития, но и геоморфологического.

Полученные результаты показали, что комплексирование двух методов позволит уточнить перспективы рудного района и составляющих его рудных узлов и рудоносных структур. Анализ морфоструктур и данных о блоковом строении территории исследования позволяет устанавливать прогнозные участки, привязывая их к определенной структурной позиции, и ограничивает площади для поисков и разведки. Определение величины денудационного среза морфоструктурным методом дает оценку рудоносного блока, но в котором рудные зоны вскрываемые на разных гипсометрических уровнях, могут иметь неодинаковые величины среза. Кристалломорфологический метод конкретизирует величину среза для каждой рудной зоны, находящейся в этом блоке. Соответственно и уточняет величину среза каждого рудопроявления. Определяя величину денудационного среза двумя способами, появляется возможность сузить перспективные площади и выделить в них наиболее перспективные на данном этапе исследования.

Комплексный подход к оценке денудационного среза и условий сохранности, и, следовательно, к прогнозной оценке заключается в исследовании района на различных уровнях генерализации: на первом – морфоструктурном и втором – кристалломорфологическом. Первый опыт автора в применении разных методов для решения одной задачи доказывает, что для успешной оценки денудационного среза рудных районов надо шире использовать комплексный анализ рудоносных структур в пределах конкретной морфоструктуры с учетом геолого-геоморфологической истории развития и особенностей рудогенеза.

## ЛИТЕРАТУРА


1. Алексеев В.И. Метасоматическая зональность рудных полей Баджальского района (Приамурье) // Записки ВМО, 1989. Ч. CXVIII. Вып. 5. С. 27-37.
2. Александров Г.В. Гипсометрический анализ в металлогении. Л.: Недра. 1990.
3. Ананьев Г.С. Анализ расчлененности рельефа при поисках гидротермального оруденения // Вопросы географии М., 1973, сб. 92. С 132-142
4. Аристархова Л.Б. Морфоструктурный анализ аэрокосмических снимков и топографических карт: Уч. пособие. – М: Изд-во Моск. Ун-та, 2000. 64 с.
5. Бакулин Ю.И. Систематизация оловоносных и золотоносных рудных систем для целей прогнозирования. М.: Недра, 1991.
6. Бакулин Ю.И., Усанов Г.Е. Некоторые аспекты металлогении олова и золота Приамурья (по данным морфоструктурного анализа) // Металлогения Востока СССР. Владивосток, 1976.
7. Бельтенев Е.Б. Разрывная тектоника восточного сектора региона БАМ и ее влияние на размещение оруденения. // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982, с.73-88.
8. Беспалов В.Я., Кокорин А.М., КокоринаД.К., Коростелёв П.Г. Пространственно-временные соотношения магматических образований и рудной минерализации Верхнебаджальского рудного узла // Рудные месторождения Дальнего Востока. Владивосток, 1983.
9. Беспалов В.Я. Геологические особенности и условия формирования оловянного оруденения Верхнебаджальского рудного узла. Автореферат диссертации на соискание учёной степени кандидата г.-м. наук. Владивосток, 1981.
10. Болотников А.Ф., Кравченко Н.С., Крутов Н.К. Магматизм и рудоносность Баджальского района. Хабаровск, 1975.
11. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.

12. Веремеева Л.И. Структурно-геоморфологические исследования при прогнозно-поисковых работах. // Разведка и охрана недр. - 2002. № 5. С. 34-43.
13. Вдовина И.А. Кристалломорфологическая зональность как часть природной зональности // Учение о зонах природы. Н. Новгород: Изд-во НГПУ, 2001. С. 150-161.
14. Вдовина И. А. Кристалломорфология касситерита как один из критериев промышленной оценки оловорудного месторождения // Записки Всесоюзн.минералог. об-ва. Ч.XVI. 1987. Вып.I. С. 60-65
15. Вдовин В.В. История развития рельефа Дальнего Востока. – М.: Недра, 1984.
16. Волчанская И. К., Кочнева Н.Т., Сапожникова Е.Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1975.
17. Волчанская И.К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М.: Наука, 1981. 239с.
18. Волчанская И. К., Сапожникова Е.Н. Анализ рельефа при поисках месторождений. М.: Недра, 1990.
19. Воскресенский С.С. Тектонические формы рельефа // Вопросы географии. М.: Изд. АН СССР, 1959. С .15-25.
20. Гавриленко В.В., Ефименко С.А., Ткаченко Г.А. и др. Геолого-структурные и минералого-геохимические особенности Правоурмийского месторождения // Геология рудн. месторождений. 1992. № 6. С. 34-47.
21. Гаврилов А.А. Морфоструктурный план и позиции эндогенного оруденения Нижнего Приамурья. // Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
22. Геология СССР. Т.19, ч.1. - М.: Недра,1966. 736с.
23. Геоморфоструктура Дальнего Востока. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
24. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И. , Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981.

25. Гоневчук В.Г. Оловоносные РМС Дальнего Востока // Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 87-118.
26. Григорьев И.Ф., Доломанова Е.И. О генетической классификации и физико-химических условиях образования оловорудных месторождений в Забайкалье // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. № 11-12, 1985; № 1-2, 1986.
27. Григорян С.В., Кравченко Э.С. Литохимические методы поисков оловорудных месторождений. // Вопросы методики поисков и оценки месторождений олова. М., 1974.
28. Дальний Восток и берега морей, омывающих территорию СССР. М.: Наука, 1982.
29. Дистанционные исследования при поисках полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1986.
30. Евзикова Н.З. Практический аспект кристалломорфологии касситерита. // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1972, ч. 101, вып. 2.
31. Евзикова Н.З. Определение уровня среза рудных тел по кристалломорфологии касситерита. //Вопросы методики поисков и оценки месторождений олова. М., 1974.
32. Евзикова Н.З., Вдовина И.А., Огнянов Н.В. Опыт кристалломорфологической разбраковки рудопроявлений на примере Комсомольского рудного района // Материалы Всесоюзн. Геофизического совещания. ДСП. Ч.I. 1980.
33. Евзикова Н.З. Поисковая кристалломорфология. М.: Недра, 1984.
34. Иициксон М.И. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях // Советская геология. 1958. № 1. С .86-114.
35. Иициксон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. – М.: Недра, 1979.
36. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972.

37. Корытов Ф.Я. Глубина денудационного среза в металлогенических провинциях как критерий прогноза скрытого оруденения. // Вопросы географии. М., 1974.

38. Корытов Ф.Я. О применении структурно-геоморфологического анализа при поисках месторождений полезных ископаемых // Структурная геоморфология горных стран. М.: Недра, 1975. С.262-265.

39. Красников В.И. Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. Л.: Наука, 1965.

40. Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980.

41. Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые // Ред. Д.В. Рундквист Л.: Недра, 1986.

42. Крюков В.Г., Щербак Л.И. Геология и металлогения Баджальского оловорудного района (Приамурье) // Советская геология. 1987. № 3. С. 55-65.

43. Кулаков А.П. Морфоструктуры востока Азии. М.: Наука, 1986.

44. Кулаков А.П., Сахно В.Г. Среднеамурская мегаморфоструктура центрального типа: особенности строения и развития // Глубинное строение концентрических морфоструктур Дальнего Востока. Владивосток. 1982. С.24-42.

45. Кулиш Е.А., Бондаренко Е.И., Воеводин В.Н. и др. Роль разломов в локализации магматизма и оруденения в Баджальской вулканической зоне (Приамурье) // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982, с.73-88.

46. Курдюков К.В. Неотектоническая карта Джунгарского Алатау и принципы ее составления // Бюлл. комиссии по изучению четверт. периода АН СССР, 1962, №27. С. 118-132.

47. Лебедев В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И. Геохронология вулканоплутонического комплекса Верхнеурмийского рудного поля (Хабаровский край, Россия): данные K-Ar, $^{39}Ar$-$^{40}Ar$ и Rb-Sr-изотопных методов // Геология рудных месторождений. 1997. № 4. С. 362-371.

48. Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И. Геохронология процессов магматизма, метасоматоза и рудообразования в Верхнеурмийском рудном поле (Хабаровский край, Россия) // Геология рудн. Месторождений, 1999, том 41, № 1. С. 70-83.

49. Лишневский Э.Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования // Геотектоника, 1965. № 3. С. 77-85.

50. Лишневский Э.Н., Елисеев И.С., Богомазова Т.А. Строение земной коры районов Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим данным // Сов. геология. 1968. № 7. С. 75-85.

51. Лишневский Э.Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М.: Наука. 1969. С. 21-32.

52. Лишневский Э.Н., Шевченко В.К., Бронгулеев В.В. Геологические признаки и проблема постмагматического поднятия гранитов на примере Нижнего Приамурья и Западного Приохотья // Геотектоника, 1976. № 5. С 93-100.

53. Лишневский Э.Н., Бескин С.М. Объёмное строение и пространственное положение оловорудных и редкометальных районов // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 60-75.

54. Лишневский Э.Н., Гершаник С.Ю. Объемное строение баджальского оловорудного района // Геология руд. Месторождений. 1992. № 1. С. 80-94.

55. Лугов С.Ф., Макеев Б.В. Сравнительная оценка глубины образования оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. // Локальное прогнозирование в рудных районах Северо-Востока СССР. М: Недра, 1972.

56. Лукашов А.А. , Симонов Ю.Г. Геоморфологический анализ при изучении эндогенных рудных полей Восточного Забайкалья // Вестник Моск. Ун-та, География, 1974. № 4. С. 35-41.

57. Лукашов А.А., Лихачева Э.А. Анализ секций неотектонических блоков при изучении эндогенных рудных месторождений // Вопросы географии М., 1973, сб. 92. С 132-142

58. Лукашов А.А. Геоморфологический анализ при поисках и промышленном освоении рудных месторождений. Дисс. докт. географ. наук, М.
59. Максимов С.О. Петрология магматических комплексов Баджальской зоны: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 1982. 24 с.
60. Металлогения и новая глобальная тектоника. – Л.: ВСЕГЕИ, 1973.
61. Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
62. Металлогения орогенов. М.: Недра, 1992. 272 с
63. Методическое пособиепо металлогении // Ред. Матвеев
64. Морфометрический метод при геологических исследованиях. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1963.
65. Морфоструктурные исследования: теория и практика. / Г.И.Худяков, А.П.Кулаков. С.М.Тащи и др. М., 1985. 212с.
66. Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
67. Морфоструктуры центрального типа Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984
68. Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988.
69. Никулин Н.Н. Способ оценки оловорудных объектов касситерит-силикатной формации по элементам-примесям в касситеритах. // Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., 1972.
70. Овчинников Л.Н., Баранов В.Д. Проблема стереометаллогении //: Проблемы металлогении и рудогенезиса. Алма-Ата, 1974.
71. Огнянов Н.В. Особенности магматизма, тектоники и оловянного оруденения Восточного Приамурья: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 1976.
72. Огнянов Н.В. Геология оловорудных районов и месторождений Хингано-Охотской оловоносной области // Геология оловорудных месторождений СССР. М.: Недра. 1986. Т. 2, кн. 1. С. 340-399.

73. Оллиер К. Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984.
74. Онихимовский В.В. Металлогеническое значение линеаментов, овальных и кольцевых структур Приамурья // Сов. геология. 1977, №9.
75. Орлова А.В. Палеомагматические построения и анализ блоковых структур. М.: Недра, 1968.
76. Орлова А.В. Блоковые структуры и рельеф. М.: Недра, 1975.
77. Осипова Г.А. Геохимический метод прогнозирования оловорудных месторождений. М.: Наука, 1980.
78. Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга Азиатской части СССР. // Ред. А.Д. Щеглов. Л.: Наука, 1979.
79. Основные типы оловорудных районов. // Ред. С.Ф.Лугов. М.: Недра, 1976.
80. Поиски, разведка и оценка коренных месторождений олова // Ред. С.Ф. Лугов. М.: Недра, 1983.
81. Проблемы эндогенного рельефообразования (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М.: Наука, 1976.
82. Радкевич Е.А. Региональная металлогения. М.: Недра, 1987.
83. Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Недра. 1977.
84. Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975.
85. Рундквист Д.В., Волчанская И.К. Неотектоника и металлогения. // Геотектоника. 1987, №3, с.3 – 15.
86. Рундквист Д.В. Основы научного прогноза месторождений полезных ископаемых. Вып. 2. Олово-вольфрамовые месторождения. М. 1971.
87. Салун С.А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы. М.: Недра, 1978.
88. Сапожникова Е.Н. Опыт применения морфоструктурного анализа для горных районов. Автореферат диссертации на соискание учёной степени кандидата геогр. наук. М., 1970.

89. Семеняк Б.И., Ефименко С.А., Коростелев П.Г., Ткаченко Г.А. Металлогения Баджальского рудного района // Металлогения главных оловорудн. районов юга Дальнего Востока. Владивосток, 1988. С. 57-85.

90. Семеняк Б.И. Зональность Верхнеурмийского рудного узла // Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1987. С. 155-164.

91. Середин В.В. Сводово-глыбовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса. М.: Недра, 1987.

92. Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972.

93. Симонов Ю.Г. Принципы поисковой геоморфологии //Вопросы географии М., 1973, сб. 92. С 132-142

94. Симонов Ю.Г., Лукашов А.А. Некоторые приемы и результаты анализа неотектонических структур ЮВ Забайкалья // Зап. Забайкальского отд. географ. об-ва СССР. Чита: 1963, вып. 21. С. 170-179.

95. Симонов Ю.Г. Две основные геоморфологические задачи при поисках эндогенного оруденения // Геоморфологические методы поисков эндогенного оруденения. Чита: Изд-во Забайк. фил. географ. об-ва СССР, 1968. С. 3-8.

96. Скублова Н.В. Структурно-геоморфологические методы в прогнозно-металлогенических исследованиях. - Л.: Недра, 1987.

97. Скублова Н.В. Геоморфологический анализ при прогнозно-металлогенических исследованиях. – Л.: Наука, 1991.

98. Современные проблемы новейшей тектоники и геоморфологии. СПб, 1997.

99. Соловьёв В.В. Рациональный комплекс геоморфологических методов исследований при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. - Л.: Недра, 1976.

100. Стрекопытов В.В. , Белов Р.А. Рудоконцентрирующие структуры баджальского оловорудного района (Дальний Восток России) // Геология руд. Месторождений. 1994. Т. 36. № 4. С 333-346.
101. Структурная геоморфология горных стран. – М.: Наука, 1975.
102. Структурно-геоморфологические методы в прогнозно-металлогенических исследованиях. /Сост. Н.В. Скублова. Л.: Недра, 1987.
103. Сухов В.И., Бакулин Ю.И., Лошак Н.П. Металлогения Дальнего Востока.– Хабаровск: ДВИМС, 2000.
104. Тащи С.М., Ермошин В.В. Морфотектоническое картографирование складчатых областей. – М.: Наука, 1988.
105. Тимофсев Д.А. Поверхности выравнивания суши. – М.:Наука, 1979.
106. Тулохонов А.К. Геоморфологический анализ внутриконтинентальных орогенов. Новосибирск, 1988.
107. Усенко С.Ф., Чеботарёв М.В. Геология и оловоносность Приамурья. – М.: Недра, 1973.
108. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 184 с.
109. Уфимцев Г.Ф. Картографический анализ при изучении неотектонических горных стран // Геология и геофизика, 1974. №2. С. 78-85.
110. Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. 2. М.: Академиздат, 1953.
111. Филимонова Л.Г. Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных Тихоокеанских окраин. М.: Недра, 1985.
112. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1975
113. Философов В.П. О значении порядков долин и водораздельных линий при геолого-географических исследованиях // Вопросы морфометрии. Саратов: Изд-во Саратовского гос. ун-та, 1967.С. 4-66.
114. Философов В.П., Черняев Ю.В. Применение морфометрического метода для выявления разрывных нарушений и блоковой тектоники в складчатых областях // Морфометрический метод при геологических исследованиях. Саратов: Изд-во Саратовского гос. ун-та, 1963. С. 189-197.

115. Хаин В.И. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
116. Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М.: Иностр. лит.. 1948. 232 с.
117. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1976.
118. Худяков Г.И. О морфоструктурном районировании южной части советского Дальнего Востока // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1968. С. 285-296.
119. Шапочка И.И., Головко Б.А., Шанцын К.А. Характер физических полей и природа аномалий Хабаровского края и Амурской области // Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1971. С. 181-187.
120. Шафрановский И.И. Очерки по минералогической кристаллографии. Л.: Недра, 1974.
121. Шевченко В.К. Роль магматизма в формировании морфоструктур горных областей. Автореферат диссертации на соискание учёной степени кандидата географических наук. М.: Изд. МГУ, 1971.
122. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении: Вопросы теории и практики. Л.: Недра, 1987.
123. Щерба Г.Н. Геотектоника и металлогения. – Алма-Ата: Наука, 1988.
124. Шубина Н.Г., Аристархова Л.Б. Методика восстановления "первичного" тектонического рельефа по топографической карте // Вестн. МГУ, сер.5. География. №2. 1965.
125. Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972 (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
126. Юшкин Н.П. Топоминералогия. М.: Недра, 1982.