

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт земной коры
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи

ЕВСТРАТОВ Алексей Андреевич

**БАЗИТОВЫЕ ВУЛКАНОСТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА
ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ (В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ИЗУЧЕНИЯ
АЛМАЗОНОСНЫХ «ЗАКРЫТЫХ» ТЕРРИТОРИЙ)**

Специальность 25.00.01. Общая и региональная геология

Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Иркутск – 2015

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
1. К ИСТОРИИ ВОПРОСА ИЗУЧЕНИЯ БАЗИТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ	7
2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО БОРТА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ	14
3. СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ, КАК ОСНОВА КАРТИРОВАНИЯ БАЗИТОВЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР.....	38
4. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ВУЛКАНОСТРУКТУР В ПРЕДЕЛАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО БОРТА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ	52
4.1. Строение и краткая характеристика состава вулканогенных и интрузивных образований.....	52
4.2. Формы отражения базитовых образований исследуемой территории в геофизических полях.....	70
4.3. Результаты построения геолого-геофизических моделей вулканических структур.....	79
5. РОЛЬ БАЗИТОВЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР В ПРОГНОЗИРОВАНИИ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗА	139
5.1. Значение структурных и магматических факторов при реконструкции палеорельефа	140
5.2. Роль вулканоструктур в палеореконструкциях применительно к задачам прогнозирования и минерагенического районирования на закрытых территориях	151
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	166
ЛИТЕРАТУРА.....	169

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. В настоящее время в стратегии развития АК «АЛРОСА» (ОАО), являющейся главным поставщиком российских алмазов на внутренний и внешний рынки, среди основных направлений обозначены восполнение и наращивание минерально-сырьевой базы, от чего напрямую зависит деятельность горнодобывающего комплекса Компании. В связи с достаточно плотной опосредованностью открытых территорий все более актуальным становится перевод основных алмазо-поисковых работ на закрытые площади, которые по степени проявленности прогнозно-поисковых факторов относятся к категории перспективных и, как правило, являются наиболее трудоемкими на обнаружение новых коренных и россыпных источников алмазов. При этом отличительной особенностью геологического строения этих районов является практически повсеместное развитие вулканических и интрузивных пород, связанных с проявлением пермо-триасового траппового магматизма. Площади распространения этих пород нередко занимают до 80% перспективных территорий. Размещение базитовых образований в составе перекрывающего комплекса определяет их сложные взаимоотношения с отложениями верхнего и нижнего палеозоя, где они нередко перекрывают и инъецируют последние. Все это весьма усложняет палеогеологические реконструкции процессов позднепалеозойского седиментогенеза и оказывает негативное влияние на проведение работ по прогнозно-перспективной оценке закрытых площадей. В свою очередь, это указывает на современную актуальность специализированного изучения базитовых образований с целью развития унифицированной схемы их развития, определения морфологических особенностей и установления взаимосвязи с конкретными морфоструктурными элементами вмещающих осадочных пород и, в первую очередь, с теми из них, которые относятся к категории прогнозных предпосылок. Это позволит внести потенциальный вклад в решение вопроса обеспечения сырьем отечественных горнодобывающих предприятий.

Объект исследований – вулканогенные и интрузивные образования северо-восточного обрамления Тунгусской синеклизы, охватывающей территории Далдыно-Алакитского и северо-восточной части Моркокинского алмазоносных районов (междуречье рр. Моркока, Марха, Сохсолох).

Целью работы являлось изучение особенностей базитового вулканизма на северо-востоке Тунгусской синеклизы на основе анализа геолого-геофизической информации, районирование территории с выделением разнотипных вулканоструктур, а также отображение наиболее крупных элементов погребенного палеорельефа в особенностях развития вулканоструктур и определение их роли в прогнозно-поисковых работах на алмазы.

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. совершенствование методики исследования базитовых вулканоструктур применительно к рассматриваемому региону;
2. изучение особенностей строения вулканоструктур на исследуемой территории с построением их геолого-геофизических моделей;
3. районирование базитовых образований на северо-востоке Тунгусской синеклизы с выделением отдельных вулканоструктур;
4. изучение роли базитового магматизма в системе палеогеологических прогнозных критериев.

Научная новизна. В результате проведенных исследований получены следующие результаты, представляющие научный интерес:

- 1) усовершенствован комплекс методических приемов в рамках специализированного структурно-формационного анализа, которые позволяют картировать базитовые вулканоструктуры и выделять элементы их строения;
- 2) установлены закономерности развития комплексов пород, сформировавших вулканоструктуры в пределах северо-восточного обрамления Тунгусской синеклизы;
- 3) выявлена степень влияния элементов палеорельефа карбонатного цоколя на характер планового распределения объемов интрузивных тел вулканоструктур;
- 4) предложена принципиальная модель основных этапов формирования рельефа дневной поверхности в пределах территорий развития базитовых образований

Практическая значимость. Установлено, что анализ планового распределения объемов интрузивных тел вулканоструктур, которые находят свое выражение в современном рельефе, позволяет выделять элементы палеорельефа карбонатного цоколя в ранге палеодолин и древних водораздельных пространств. Это дает возможность в соответствии с разномасштабными стадиями прогнозно-поисковых работ определять региональный снос обломочного, в том числе кимберлитового материала, детализировать направления переноса алмазов и их минералов-спутников в пределах отдельных площадей и локализовать кимберлитоперспективные участки.

Защищаемые положения.

1. Усовершенствованный комплекс методических приемов с использованием современных геоинформационных технологий позволяет выделять главные структурно-морфологические элементы базитовых вулканоструктур: внешние контуры, эпицентральные области, площадное распределение мощностей интрузивных массивов.

2. Вулканоструктуры северо-востока Тунгусской синеклизы представляют взаимосвязанный комплекс эксплозивных, эффузивных и интрузивных пород. Их эпицентральные области характеризуются наличием крупнообломочных и агломератовых туфов, площадным развитием базальтов, наиболее мощными интрузивными массивами, а также

инъективными блоками пород нижнего и верхнего палеозоя, зонами подводящих каналов; периферийные части характеризуются сокращением мощностей интрузивных массивов с формированием зон их расщепления и выклинивания.

3. Площадное распределение объемов интрузивных тел вулканоструктур является основой для трассирования элементов палеорельефа нижнепалеозойского карбонатного цоколя - палеодолин и водораздельных пространств, что позволяет определять направления сноса обломочного материала и пути транспортировки алмазов и их минералов-спутников в пределах перспективных площадей и участков на закрытых территориях.

Фактический материал. Работа представляет собой результат семилетней научно-исследовательской деятельности (2008-2015) в сфере прогноза и поисков месторождений алмазов под руководством д.г.-м.н. И.Г. Коробкова. Работа основывается на материалах прогнозно-оценочных и тематических исследований, выполненных автором в Научно-исследовательском геологоразведочном предприятии (НИГП) АК «АЛРОСА» (ОАО) в пределах Якутской алмазоносной провинции. В основу также положены результаты сбора, обработки и анализа геолого-геофизической информации, наработанной Амакинской, Ботубинской геологоразведочными экспедициями и НИГП в течение длительного периода. Автором построено и обработано более 300 частных разрезов, проведена интерпретация более 30 космоснимков, а также их различных комбинаций. Для обработки информации использовались пакеты программ: Microsoft Office, Corel Draw X3, ArcGis 9.3.

Апробация диссертации. Основные положения диссертации были представлены на: IX Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, 2009); XXIII, XXIV Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2009, 2011); IV Всероссийском симпозиуме по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика» (Петропавловск-Камчатский, 2009); I-й Всероссийской научно-практической конференции студентов и молодых учёных «Молодёжь и научно-технический прогресс в современном мире» (Мирный, 2009); Региональной научно-практической конференции, посвященной 55-летию инженерного образования в Республике Саха (Якутск, 2011); Научно-практической конференции памяти А.И. Кривцова «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых – состояние и перспективы» (Москва, 2011); Всероссийской конференции «Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона» (Якутск, 2011); Всероссийской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения члена-корреспондента Академии наук СССР М.М. Одинцова (Иркутск, 2011); XX Международной кимберлитовой конференции (the 10th International Kimberlite Conference, 2012, Bangalore), (г. Бангалор, Индия, 2012); XVII Международном симпозиуме имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых (Томск, 2013); Международной научно-практической

конференции «Наука и инновационные разработки – Северу» (Мирный, 2014); IV Региональной научно-практической конференции «Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии» (Мирный, Якутия, 2014); VII Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 2014). Отдельные вопросы обсуждались на заседаниях Ученого Совета ЯНИГП ЦНИГРИ (НИГП) АК «АЛРОСА», а также НТС Ботуобинской, Амакинской и Мирнинской ГРЭ.

Публикации. По теме диссертации опубликована 21 работа, 4 из которых в журналах, входящих в список рецензируемых изданий ВАК РФ. Результаты исследований нашли также отражение в 1 монографии и 4 научно-производственных отчетах, составленных при участии автора.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав и заключения. Объем диссертации составляет 181 страница машинописного текста, включая 71 рисунок, 4 таблицы. Список используемой литературы включает 156 наименований.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность и благодарность научному руководителю д. г.-м. н. Коробкову Илье Георгиевичу за постоянную поддержку, внимание и помощь при написании диссертационной работы. При подготовке диссертации плодотворное влияние оказали: д. г.-м. н. П.А. Игнатов, д. г.-м. н. А.А. Поцелуев, к. г.-м.н. К.М. Константинов, конструктивное общение, советы и замечания которых способствовали формированию и написанию работы. На разных этапах исследований автор имел возможность пользоваться консультациями к. г.-м. н. И.Ин. Антипина, к. г.-м. н. С.Ф. Бессмертного, к. г.-м. н. А.В. Герасимчука, к. г.-м. н. Н.И. Горева, к. г.-м. н. И.В. Серова, А.В. Новопашина, Н.К. Шахурдиной, за что им искренне благодарен. Автор выражает благодарность коллективу НИГП АК «АЛРОСА» (ОАО) за ценные консультации и всестороннюю поддержку, а также специалистам ГРК АК «АЛРОСА» (ОАО), чьи материалы были использованы в ходе исследований.

1. К ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ БАЗИТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Промышленный кластер Западной Якутии традиционно занимает ведущее место в поставках алмазной продукции для российского и международного рынков. Обеспечение производственных горнодобывающих и обогащительных мощностей сырьем является заслугой отечественных геологов-алмазников, чьи планомерные исследования условий формирования и контроля кимберлитового магматизма привели к открытию якутских месторождений алмазов.

Исследования трапповых образований на северо-востоке Тунгусской синеклизы берут свое начало с формирования первых геологических представлений о практически не изученной рассматриваемой территории (рис. 1.1), которые основывались лишь на отдельных результатах изучения обнажений по долинам крупных рек (Соболев, 1936; Одинцов, Труфанова, 1948; Нестеренко и др., 1965). В этот период представления о трапповом магматизме носили самый общий характер. В тоже время картируемый комплекс вулканогенных пород (туфы, базальты) позволял делать предположения о развитии в пределах характеризуемого региона вулканических аппаратов. Однако, вопросы, связанные с их структурой, морфологией оставались открытыми. Планомерное изучение геологического строения территории района началось с открытия в 1948-1949 гг. на Сибирской платформе россыпей и россыпепроявлений алмазов на рр. Нижняя Тунгуска, Вилюй, Марха. Эти открытия вызвали необходимость в проведении здесь площадных поисковых и съемочных работ масштаба 1:200000. В этот период происходит увеличение геологоразведочных работ с применением масштабных буровых, горных и геофизических работ (гравиметрическая и магнитная съемки). На ранних этапах алмазопромышленной эпопеи общие вопросы строения вулканоплутонических ассоциаций, их вещественного состава, генезиса, в том числе и постмагматических гидротермальных процессов на характеризуемой территории и ее ближайших флангов освещены в работах многих исследователей (Авдалович, 1972, 1973, 1975; Виленский, 1967; Виленский, Олейников, 1970а, 1970б; Геология Сибирской платформы..., 1966; Гоньшакова, 1958; Дмитриев, 1959, 1973, 1974; Краснов, Масайтис, 1955; Кузнецов, 1953, 1959, 1970; Кутумов, Мусатов и др., 1973; Лебедев, 1955, 1959; Леднёва, 1967, 1975; Лурье, Масайтис, 1959, 1966; Лурье, Масайтис, Полунина, 1960, 1962; Лурье, Обручев, 1955; Лурье, Полунина, Туганова, 1973; Масайтис, 1958, 1962, 1967; Масайтис, Рябченко, 1971; Межвилк, Васильева, 1967; Рябченко, 1974; Сапронов, 1972; Трухин, Жилиева, Зинчук и др., 1989; Туганова, 1959; Эринчек, Салтыков, Бардина и др., 1988). Результаты этих исследований, особенно по вещественному составу базитовых образований, востребованы и в настоящее время. Рассматривая историю изучения траппового комплекса следует вспомнить имена таких первопроходцев как: А.М. Виленский, В.И. Гоньшакова,

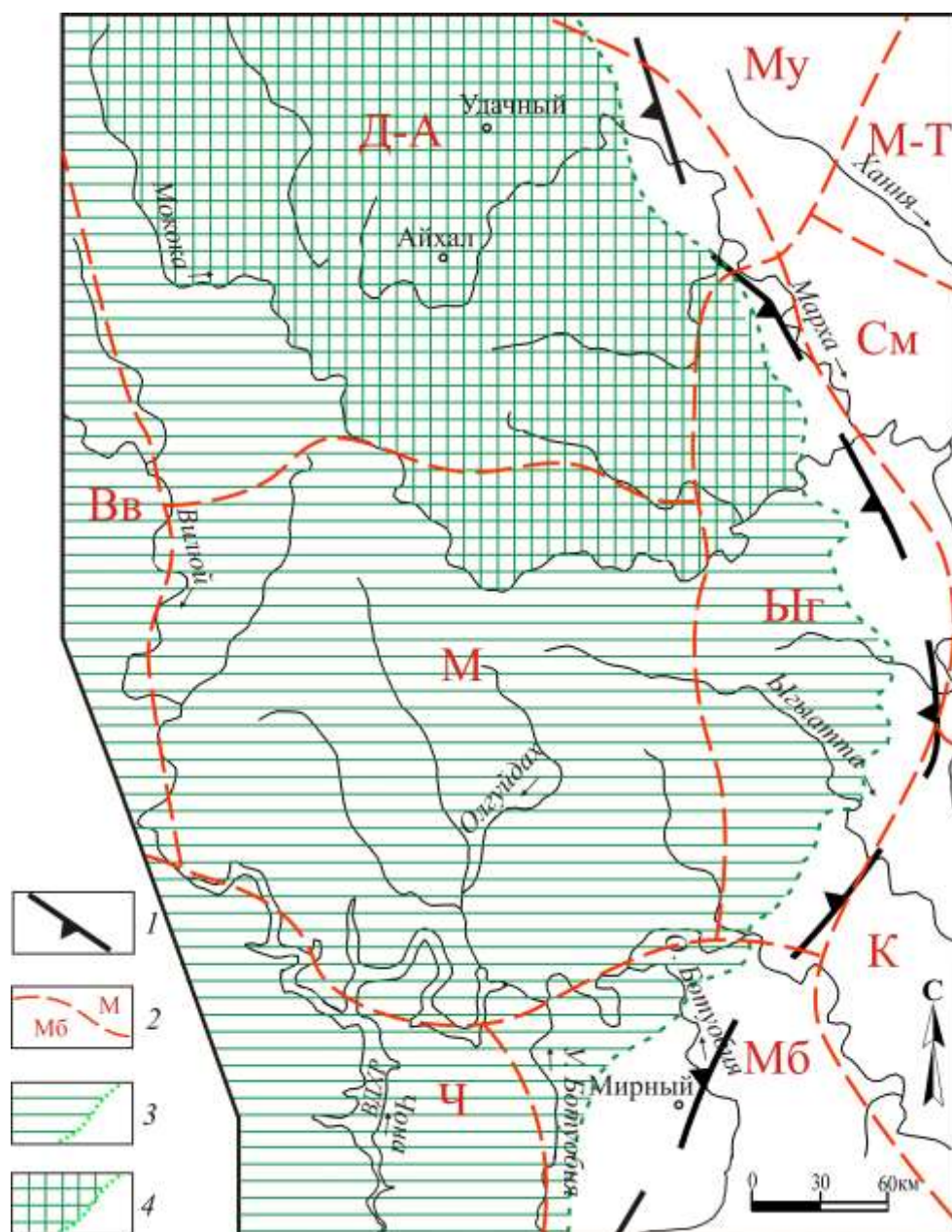


Рисунок 1.1 – Обзорная схема исследованной территории

1 – восточная граница Тунгусской синеклизы; 2 – условные границы алмазоносных районов и их названия: Ч – Чонский; Мб – Малоботуобинский; К – Крестьянский; Вв – Верхневилуойский; М – Моркокинский; БГ – Бгыаттинский; См – Среднемархинский; Д-А – Далдыно-Алакитский; Му – Мунский; М-Т – Муно-Тюнгский; 3 – область распространения базитовых образований в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы; 4 – контур исследованной территории северо-восточной части Тунгусской синеклизы

В.Г. Дитмар, Ю.И. Дмитриев, К.А. Ивлиев, Е.И. Корнутова, И.И. Краснов, М.Ф. Кузнецов, А.П. Лебедев, В.П. Леднёва, М.Л. Лурье, В.В. Ляхович, В.Л. Масайтис, Б.В. Олейников, М.М. Одинцов, П.Е. Оффман, Л.А. Полунина, Д.И. Саврасов, В.С. Соболев, А.П. Труфанова, Г.Х. Файнштейн. При этом в работах отдельных исследователей уже в то время отмечалась вулканическая природа изучаемых базитовых образований и делались попытки картирования отдельных вулканических структур, опираясь на дистанционные методы и полевые наблюдения

(Авдалович, 1972, 1973, 1975, 1986; Дмитриев, 1959, 1973; Домышев, 1974; Донских, Залепугин, Кронидов, 1980; Карпов, 1977; Кузнецов, 1953, 1959, 1970; Кутейников, Кутейникова, 1976; Кутумов, Мусатов и др., 1973; Лебедев, 1955; Леднёва, 1967; Леднёва, Лурье, 1975; Лучицкий, 1971а, 1971б; Макаренко, 1986; Одинцов, Труфанова, 1948). В частности Г.Х. Файнштейном отмечалось, что «при изучении траппов, без сомнения, нужно искать вулканоструктуры» (Методические рекомендации..., 1978, с. 32).

В начале 1960-х годов были обнаружены индикаторные минералы кимберлитов в верхнепалеозойских отложениях Малоботуобинского и Далдыно-Алаakitского алмазоносных районов и установлен среднепалеозойский возраст кимберлитовых тел, что вызвало значительный рост объемов поисковых работ на территории восточного борта Тунгусской синеклизы.

В 70-80-х гг. прошлого века увеличение объемов фактического материала, получаемого по данным бурения скважин, позволило установить широкое развитие базитовых образований в пределах площадей развития верхнепалеозойских осадков, а также определить существенную изменчивость их строения в вертикальном разрезе и по латерали. Получаемый при этом новый фактографический материал уже не согласовывался с принятыми в этот период упрощенными схемами развития субпластовых интрузивных тел. Возникла необходимость корреляции вскрываемых бурением различных морфологических типов интрузивов с учетом их пространственного размещения. При этом полученные новые данные о внутреннем строении интрузивных тел и их вещественном составе, а также результаты исследований магматических образований в пределах юго-западного борта Тунгусской синеклизы привели к значительному изменению взглядов на механизм и условия формирования базитовых образований. Многие исследователи, такие как В.С. Авдалович, В.Г. Домышев, В.В. Донских, Т.К. Иванова, Г.П. Карпов, Е.С. Кутейников, Н.С. Кутейникова, В.П. Леднёва, М.Л. Лурье, И.В. Лучицкий, Д.И. Мусатов, В.С. Порядин, Н.Л. Сапронов, А.И. Скрипин, внесшие большой вклад в формирование подходов к пониманию процессов становления траппового магматизма, отмечали, что он обусловлен вулканической деятельностью. В отношении выделения вулканоструктур северо-востока Тунгусской синеклизы А.И. Скрипиным отмечалось, что в результате вулканической деятельности сформировались сложные полигенные вулканоструктуры, в контурах которых группируются отдельные вулканические постройки (Методические рекомендации..., 1978). Подобные структуры на отдельных участках выделялись К.А. Ивлиевым в виде вулканотектонических впадин и куполов. При этом в составе вулканотектонических куполов нашли свое отражение такие элементы как подводящие каналы, жерла палеократеров, предполагаемые центры вулканокупольной структуры. М.И. Лелюх в своих исследованиях также указывал на то, что базитовый магматизм здесь сформировал серию вулканоструктур, границами между

которыми выступают резкие 2-5-кратные пережимы мощностей интрузивных образований, а в ряде случаев и их полное выклинивание (Лелюх, 1988). Эти наблюдения в свою очередь являлись логичным развитием представлений о наличии обособленных и самостоятельных вулканических структур с определенным набором элементов их строения.

Резкое увеличение объемов буровых работ в этот же период на закрытых площадях Малоботуобинского, Моркокинского и Ыгыаттинского алмазоносных районов (см. рис. 1.1) способствовало развитию новых представлений об условиях формирования базитового комплекса, что позволило собрать дополнительные данные по глубинному строению характеризуемого региона и распределению базитовых образований как по площади, так и в разрезе. Выполненные в этот период картографические построения на территории широкого развития траппового комплекса освещены в обобщающих тематических и производственных отчетах И.Ин. Антипина, Л.П. Белякова, Е.И. Бориса, В.В. Боровкова, Н.И. Горева, И.В. Дергачева, В.С. Емельянова, И.И. Иванова, Ю.М. Калмычкова, И.Г. Коробкова, М.И. Лелюха, В.И. Леухина, А.В. Манакова, С.В. Овчинникова, М.Н. Пелецкого, В.В. Поляничко, В.В. Порошина, А.Я. Ротмана, Р.Ф. Салихова, О.Г. Салтыкова, Ю.В.Сафьянникова, В.П. Серова, М.Д. Томшина, В.И. Устинова, В.А. Цыганова и других. При этом разными авторами производилось разделение трапповых образований на магматические комплексы и фазы внедрения. Так, в предложенной рабочей схеме базитового магматизма на территории северо-востока Тунгусской синеклизы ряд исследователей, в их числе следует отметить В.В. Иванова, М.И. Лелюха, В.И. Никулина, объясняли сложное строение базитов их формированием в процессе развития трех магматических фаз. Первая фаза внедрения («верхние» траппы), согласно авторам этой схемы, объединяет все интрузии, бронирующие возвышенности района. Она представлена недифференцированными или слабо дифференцированными пластовыми телами субвулканических силлов долеритов, микродолеритов, туффизитовых тел, туфов и туффитов. Вторая фаза («нижние» траппы) объединяет силлы, в большинстве случаев залегающие в карбонатных отложениях силура или вблизи границы карбонатов с терригенными образованиями. Третья фаза относится к самой поздней. Она включает субпластовые трапповые тела, в значительной степени скарнирующие вмещающие породы, а также единичные штоки и дайки микродолеритов.

Следует подчеркнуть то обстоятельство, что практически все так называемые «нижние» траппы по мере продвижения в восточных румбах меняют свое гипсометрическое положение переходя уже в траппы «верхние». На сегодняшний день в ряде работ (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013; Коробков, 2014) показано, что в верхние уровни венд-нижнепалеозойского структурного яруса внедрялись полого восстающие интрузивные тела, которые представляли собой подводные каналы для последовательно развивающихся серий вулканоструктур. При

этом более ранние порции расплава пробивали себе наиболее короткий путь. Соответственно, последующие порции внедрялись по более низким гипсометрическим уровням, продвигаясь при этом на более дальние расстояния чем предыдущие и находили высвобождение своей тепловой и динамической энергии в слабо литофицированных отложениях верхнего палеозоя, где, собственно, и происходило извержение на дневную поверхность.

Помимо фаз внедрения, в рассматриваемый период выявлены закономерности структурно-морфологических соотношений траппов с особенностями рельефа кимберлитовмещающего нижнепалеозойского основания, выраженные в, так называемых, бестрапповых «коридорах» и «окнах» (Методические рекомендации..., 1985; Лелюх, 1988, с. 290). При этом предложено применение подобных бестрапповых структур в качестве предпосылок поискового прогнозирования.

В рассматриваемый период были также проведены рабочие и региональные совещания по разработке схем базитового магматизма, результатом которых стало определение основных подходов к созданию Опорных Легенд Ботуобинской и Айхальской серий листов Государственных геологических карт масштаба 1:50000. При разработке этих легенд было отмечено, что полученные ранее результаты исследований вещественного состава базитовых образований в пределах отдельных тел, а также локальных участков площадных массивов, позволили ряду исследователей (М.Л. Лурье, В.Л. Масайтис, А.А. Рябченко, В.П. Леднева и др.) разделить трапповые интрузии на кузьмовский, ангарский, катангский и агатский интрузивные комплексы. В тоже время в результате алмазопроисковок работ в Западной Якутии и увеличения объема бурения было установлено, что в единых непрерывных разрезах отмечаются постепенные переходы пород, относимые к названным выше комплексам. Здесь следует отметить также то, что была доказана прямая зависимость степени дифференцированности пород от мощности интрузий. Таким образом, понятие интрузивных комплексов, определяемых как единое вещественно-структурное подразделение, в сложившейся ситуации оказалось несостоятельным, что побудило сотрудников ВСЕГЕИ (М.В. Михайлов и др.) предложить для использования рабочую схему, где использовавшиеся ранее понятия магматических комплексов были переведены в категорию «типов интрузий», где уже в это понятие вкладывалась степень дифференциации, отраженная в наборе пород определенного петрографо-петрологического состава, особенностях вторичной минерализации и контактового метаморфизма.

Согласно Легенде Ботуобинской серии листов (М 1:50000) (Опорная легенда..., 1988) интрузии пермо-триасового возраста, расположенные в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы, стали относиться к единому Ахтарандинскому комплексу. Интрузивные же образования северо-восточной части синеклизы, согласно Легенде Айхальской серии листов (Опорная легенда..., 1991), были отнесены уже к Алакитскому комплексу.

Среди исследователей, внесших наиболее существенный вклад в изучение петрографии и петрологии многих интрузивных массивов, составляющих каркас выделяемых сегодня палеовулканических структур, следует отметить А.И. Альмухамедова, Н.Н. Васильеву, А.М. Виленского, В.В. Золотухина, А.П. Лебедева, В.П. Леднёву, М.Л. Лурье, А.С. Макарова, В.Л. Масайтиса, Г.В. Нестеренко, А.В. Округина, Б.В. Олейникова, Л.А. Полунину, А.А. Рябченко, В.Т. Савинова, М.Д. Томшина, Е.В. Туганову, В.В. Юдину и других. Результаты их исследований изложены в многочисленных тематических отчетах, а также научных публикациях (Виленский, 1967; Виленский, Олейников, 1970а, 1970б; Геологическая съемка..., 1983; Золотухин, Виленский, Дюжиков, 1986; Лебедев, 1955, 1959; Леднёва, Беляков, Рябченко и др., 1991; Лурье, Масайтис, Полунина, 1960, 1962; Лурье, Обручев, 1955; Лурье, Полунина, Туганова, 1973; Магматические формации СССР, 1979; Магматические формации..., 1983; Макаров, 1986; Межвилк, Васильева, 1967; Нестеренко и др., 1965; Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Олейников, 1979; Олейников, Савинов, 1970; Олейников, Савинов, Погудина, 1973; Полунина, Леднёва, Рябченко, 1977; Расслоенная ассоциация..., 1989; Рябченко, 1974; Схема расчленения, 1989; Трухин, Жилиева, Зинчук и др., 1989; Эринчек, Салтыков, Бардина и др., 1988).

Здесь также необходимо отметить значительный вклад, который внесли в изучение петрофизических свойств интрузивных и вулканогенных пород А.Т. Бондаренко, М.Н. Гарат, К.А. Ивлиев, А.Н. Житков, Г.Г. Камышева, К.М. Константинов, Е.Д. Мильштейн, С.Г. Мишенин, Д.И. Саврасов, С.В. Слесаревич, С.П. Сунцова, В.И. Трухин, С.Г. Убинин, Ф.С. Файнберг, Ю.М. Эринчек (Зинчук, Бондаренко, Гарат, 2002; Ивлиев, Камышева, Эринчек, 1976; Камышева, Саврасов, 1966; Константинов, Гладков, 2009; Константинов, Мишенин и др., 2006; Применение магниторазведки..., 1987; Саврасов, 1963; Томшин, Лелюх, Мишенин и др., 2001; Трухин, Жилиева, Зинчук и др., 1989). Современное изучение петрофизических свойств базитовых образований преследует прикладные задачи по физико-геологическому моделированию грави-магнитных полей с целью исключения эффекта траппов из магнитного поля с выделением аномалии от объекта поисков – кимберлитовой трубки (Константинов, 2011). Эти работы в свою очередь необходимы как для определения оптимального комплекса геофизических методов, так и для оценки надежности опознания участков геолого-геофизическими методами. Исследования этого направления проводились при составлении петромагнитных карт Ивлиевым К.В., Камышевой Г.Г., Миковым Б.Д., Парасоткой Б.Л., Саврасовым Д.И., Эренчиком Ю.М. и др. геофизиками (Константинов, Иванюшин и др., 2004; Мишенин, 2002, Саврасов, 1967; Саврасов, Камышева, 1963; Эринчек, Мильштейн, Парасотка, 1991). При этом объем информации, полученный этими учеными, представляет собой

ценнейший материал и еще долго будет сохранять свою актуальность и востребованность при проведении алмазопроисковых работ на исследуемой территории.

В настоящее время по проблемам развития траппового магматизма накоплен весьма значительный объем геолого-геофизической информации, что позволяет вплотную подойти к вопросам выделения разноранговых вулканоструктур. Сегодня результаты этих исследований на территории востока Тунгусской синеклизы вполне доступно и наглядно приведены в работах И.Г. Коробкова (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013; Коробков, 2014). В частности, предложена модель базитовых вулканоструктур, подтвержденная многочисленными картографическими построениями, а в пределах наиболее изученных площадей на основе значительного объема фактического материала стало возможным выделять отдельные элементы строения вулканоструктур.

Сегодня, не смотря на значительные объемы выполненных исследований и накопленный огромный фактический материал, далеко не все вопросы, связанные со строением и генезисом вулканогенных и интрузивных образований, нашли свой окончательный ответ. Весьма актуальными в настоящее время остаются и задачи, направленные на решение прогнозно-перспективных оценок закрытых площадей и участков. К ним относятся: выяснение генетических и фациальных закономерностей формирования вулканогенных и интрузивных образований; установление характера отражения палеогеоморфологических форм погребенного рельефа в особенностях строения мезозойских базитов.

Именно в этих направлениях и проводились исследования, результаты которых изложены в настоящей работе.

2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО БОРТА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В 50-х годах XX века открытие на Сибирской платформе россыпей и россыпепроявлений алмазов ознаменовало начало изучения геологического строения территории северо-восточной окраины Тунгусской синеклизы.

В геологическом строении рассматриваемого региона, согласно «Опорной легенде Айхальской серии листов...» (1991), принимают участие кристаллические породы архея, карбонатные и терригенно-карбонатные отложения венда, кембрия, ордовика, силура и девона, терригенные породы карбона, перми, магматические и вулканогенные породы перми и триаса, а также четвертичные образования.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

В основу нижеприведенного стратиграфического расчленения осадочных и вулканогенно-осадочных толщ в пределах территории исследуемого региона положены результаты предшествующих работ 70-90-х гг. прошлого столетия, выполненные И.А. Аверченко, В.И. Бялым, Г.Р. Колосницыной, В.В. Любцовым, Л.В. Огиенко, А.А. Потуроевым, Н.Н. Предтеченским, Ю.И. Тесаковым, А.Н. Толстых, Г.Х. Файнштейном, М.Я. Фолисевичем, Б.Б. Шишкиным, Б.Р. Шпунтом и другими. В современном эрозионном срезе здесь выделяются отложения нижнего, среднего и верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя (рис. 2.1.).

Кембрийская система

Отложения кембрия пользуются достаточно широким распространением в северо-восточной части рассматриваемой территории, где выходят на дневную поверхность.

Верхний отдел. Аюсокканский – сакский ярусы

Мархинская свита (C_3mrh). Её отложения представлены зеленовато-серыми известняками, зеленовато- и коричневатосерыми битуминозными доломитами, линзовидными прослоями зеленовато-серых с голубоватым оттенком и красновато-бурых мергелей и аргиллитов. Нередко встречаются прослои и линзы известняковых песчаников, гравелитов и конгломератов, водорослевых известняков. Отложения прослеживаются по характеру ритмичности, насыщенности битумом. Мощность свиты варьирует от 450 до 540 м.

Моркокинская свита (C_3mr) представлена, в основном, серыми, желтовато-серыми, коричневатыми известняками и доломитами, реже известковыми песчаниками и алевролитами. В основании свиты визуальное и по данным геофизических исследований в скважинах выделяется маркирующий горизонт-репер мощностью 2 - 5 м, представленный коричневатосерыми известняками.

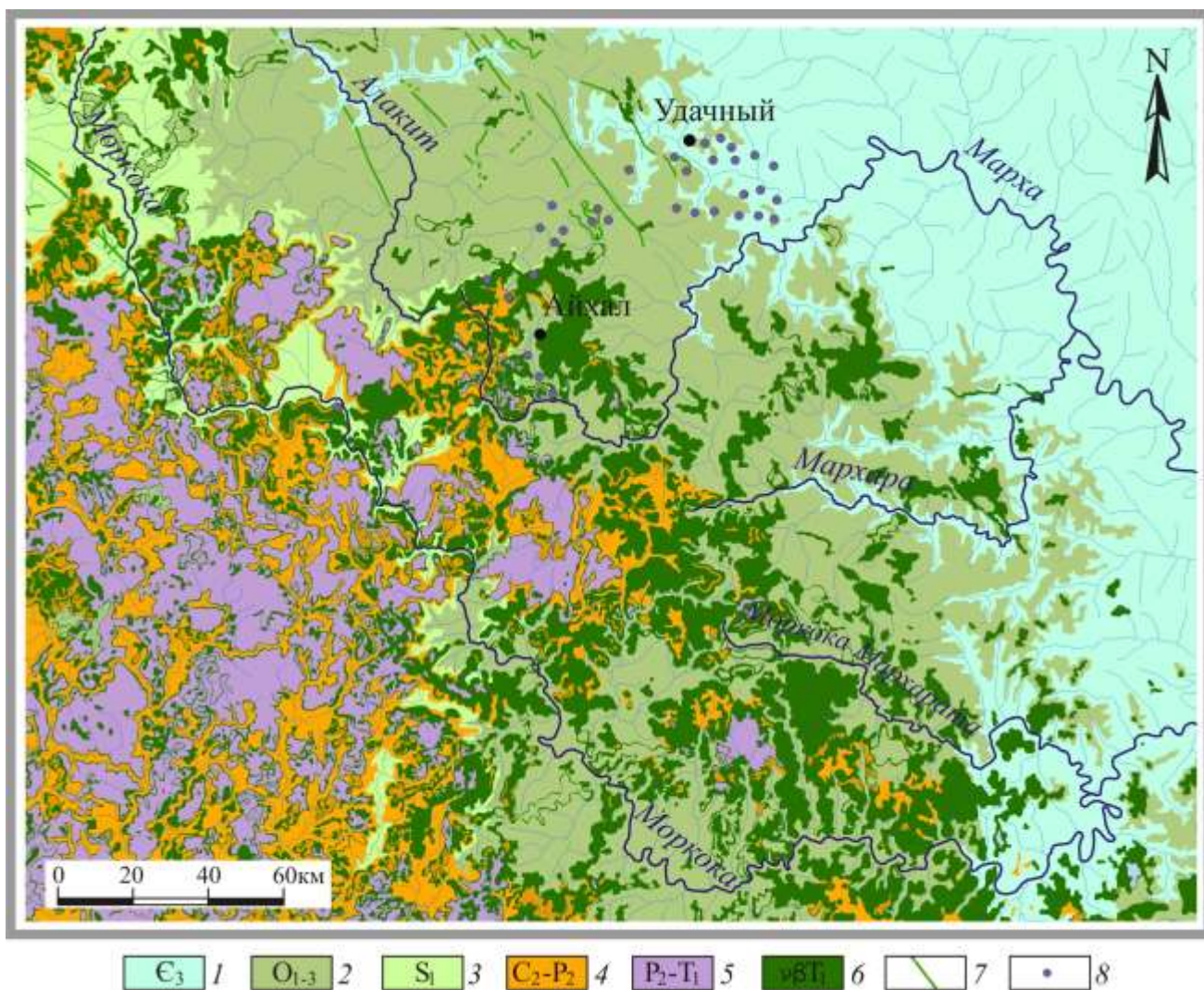


Рисунок 2.1 – Геологическая карта северо-восточного борта Тунгусской синеклизы (Использована основа геологической карты Якутии, главный редактор Ян-Жин-Шин В.А., 1985 г. М 1:500000)

1 – отложения верхнего кембрия (Є₃); 2 – нерасчлененные отложения ордовика (O₁₋₃); 3 – нерасчлененные отложения нижнего силура (S₁); 4 – нерасчлененные отложения среднего карбона – верхней перми (C₂-P₂); 5 – вулканогенные образования алакитской свиты (P₂-T_{1al}); 6 – интрузии долеритов (υβT₁); 7 – дайки долеритов (υβT₁); 8 – кимберлитовые трубки взрыва (D₃-C_{1da})

серыми пятнистыми массивными известняками и доломитами с прослоями микрофитолитовых и строматолитовых известняков. Мощность свиты изменяется от 150 до 190 м.

Онхойюряхская свита (Є_{3on}). Осадки свиты согласно залегают на моркокинской, сложены тонкоплитчатыми глинистыми, реже алевритистыми доломитами, известняками и мергелями, преобладающими в нижней части разреза. Отличительными особенностями свиты являются повсеместная пестроцветная окраска и присутствие значительного количества глинистых пород. Мощность свиты колеблется от 86 до 139 м.

Ордовикская система

Нижний отдел. Тремадокский ярус

Олдондинская свита (O₁ol). Отложения свиты вскрываются, в основном, в западной и юго-западной частях характеризуемого региона. Она представлена доломитами и известняками, преимущественно доломитистыми. Породы нередко глинистые, алевролитистые и песчанистые, оолитовые, водорослевые. Подчиненное положение занимают внутрiformационные плоскогалечные известняковые конгломераты, алевролиты, песчаники, аргиллиты, мергели. Окраска пород преимущественно сероцветная, иногда отмечаются отдельные красноватые прослои на разных уровнях. Мощность свиты составляет 260 - 290 м.

Аренигский ярус

Сохсолохская свита (O₁sh). Отложения свиты выходят на поверхность по обрамлению траппового плато Алакит-Мархинского кимберлитового поля. Наиболее часто они вскрываются в средних частях склонов речных долин в виде узкой полосы и на пониженных водораздельных участках. Осадки свиты согласно залегают на отложениях олдондинской свиты. Они представлены, в основном, светло-серыми, желтовато-серыми и серыми доломитами с прослоями известняков. Отличительной её особенностью является наличие в низах разреза горизонта массивных глауконитовых доломитов, образующих в рельефе уступ высотой от 1 до 10 м и который хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках. По подошве этого горизонта проводится нижняя граница свиты. Общая мощность свиты 60-80 м.

Средний отдел. Лланвирийский-лландейльский ярусы

Сытыканская свита (O₂st). Отложения свиты на дневной поверхности в основном вскрываются в виде узких полос в пределах склонов речных долин, дренирующих северо-западную и восточную окраины рассматриваемой территории. Свита распространена на площади Алакит-Мархинского кимберлитового поля, где она обрамляет трапповое плато. В качестве стратотипа принят разрез в карьере Айхал. Её осадки залегают со стратиграфическим несогласием на отложениях сохсолохской свиты и несогласно перекрываются образованиями кылахской свиты. Свита сложена неравномерно переслаивающимися светло-серыми песчанистыми известняками, известняковыми и кварцевыми песчаниками с прослоями мергелей и известковистых доломитов. Мощность свиты по геолого-геофизическим материалам изменяется в пределах 5-35 м.

Средний-верхний отделы. Карадокский-амгиллский ярусы

Кылахская свита (O₂₋₃kl). Породы кылахской свиты обнажаются на склонах долин крупных рек и их притоков и являются завершением разреза ордовикских отложений.

Отложения свиты с размывом и стратиграфическим несогласием залегают на осадках сытыканской свиты. От подстилающих образований они отличаются пестроцветной окраской пород, глинистостью разреза и видовым составом органических остатков. Стратотип свиты расположен в карьере тр. Айхал. Свита сложена пестроцветной толщей мергелей, реже алевритистыми доломитами с тонкими прослоями органогенно-детритовых и глинистых известняков. Окраска пород зеленовато-серая, вишневая и кирпично-красная. В основании свиты - прослой (5 см) сильно обохренного гравелита, состоящего из хорошо окатанных галек кварца и мергелей. Мощность свиты не превышает 40 м.

Силурийская система

Нижний отдел. Лландоверийский ярус. Куондинская серия

Куондинская серия прослеживается узкой полосой вдоль нижней границы траппового уступа, а также слагает останцовые возвышенности, хорошо выраженные в рельефе и дешифрирующиеся на аэрофотоснимках. Отложения серии залегают со стратиграфическим несогласием на различных горизонтах ордовикских отложений. Представлены они зеленовато-серыми тонкослоистыми мергелями, светло-серыми и кремовыми тонкоплитчатыми криптозернистыми известняками, органогенными и органогенно-обломочными известняками коричневатого цвета, толстоплитчатыми с органогенно-обломочной структурой. Мощность нерасчлененных отложений нижнего отдела силура достигает 280 м (Широченский, 2007ф).

Байтахская свита (S_{1bt}). Отложения свиты залегают с размывом на отложениях кылахской свиты, а с перекрывающими породами башенной свиты имеют согласную границу. Картируются в виде узкой полосы на склонах речных долин. Разрез свиты изучен по керну структурно-картировочных и поисковых скважин, а также в карьерах. В пределах района толща сложена мергелями с прослоями аргиллитов, реже известняков. Мощность свиты по геолого-геофизическим данным меняется от 5-10 до 60 м.

Башенная свита (S_{1bs}). Породы данной свиты залегают согласно на отложениях байтахской свиты. Разрез свиты изучен по отдельным небольшим коренным выходам и керну структурно-картировочных и поисковых скважин. Свита сложена однообразными криптозернистыми светло-серыми известняками с маломощными прослоями мергелей. В нижней части разреза отмечаются органогенно-обломочные, преимущественно криноидные, брахиоподовые и трилобитовые известняки. Отложения свиты образуют на местности так называемые “белые горы”, прекрасно дешифрирующиеся на аэрофотоснимках. Мощность свиты по данным бурения меняется в пределах 30–75 м.

Машковская свита (S_{1ms}). Осадки свиты залегают согласно на известняках башенной свиты. Сложены коричневато-серыми, толстоплитчатыми органогенными и органогенно-обломочными известняками, переслаивающимися с глинистыми разностями. Изредка отмечаются прослой алевритистых и битуминозных известняков, мощностью 0,1 - 4 м. В верхах разреза присутствуют линзовидные прослой серых строматолитовых известняков, мощностью до 1 м. Мощность свиты изменяется от 5-10 до 50-70 м.

Неперендинская свита (S_{1np}) изучена по разрозненным коренным выходам и керну поисково-картировочных скважин. Отложения свиты залегают согласно на подстилающих породах машковской свиты. Её осадки сложены сероцветными комковатыми известняками, переслаивающимися с глинистыми и алевритистыми известняками. Отмечаются прослой (0,1 - 0,5 м) органогенно-обломочных известняков, редко глинистых доломитов и зеленовато-серых мергелей, а на отдельных участках в верхах разреза - редкие линзовидные прослой (до 0,4 м) строматолитовых известняков. Мощность свиты составляет до 45 м.

Венлокский ярус

Яральинская свита (S_{1jar}). Её отложения залегают согласно на породах неперендинской свиты. Разрез свиты представлен массивными грубоплитчатыми светло- и желтовато-серыми известковистыми доломитами с прослоями глинистых и алевритистых, водорослевых и органогенных доломитов. Суммарная мощность отложений яральинской свиты составляет до 70 м.

Каменноугольная система

Средний отдел. Башкирский ярус

Конёкская свита (C_{2kn}) пользуется ограниченным распространением и с региональным перерывом, стратиграфическим и литологическим несогласием залегают на различных горизонтах нижнего силура, верхнего и среднего ордовика. В основании свиты прослеживаются базальные конгломераты и гравелиты, выше по разрезу сменяющиеся аркозовыми песчаниками и алевролитами с прослоями углистых алевролитов, аргиллитов и линзами углей. Окраска пород серая и темно-серая, иногда с сиреневым оттенком. Тяжелая фракция терригенных пород представлена в основном ильменитом, магнетитом, в меньшем количестве встречаются эпидот, альмандин и циркон. В единичных знаках присутствуют лейкоксен, рутил, сфен, турмалин, апатит, иногда глауконит и пирит. Кроме того, зачастую содержатся минералы-спутники алмазов - пироп, пикроильменит, хромит, реже оливин и хромдиопсид. Минералы-спутники распределены неравномерно как по вертикали, так и по латерали и, в основном, сконцентрированы в приподошвенном горизонте мощностью 3-5 м. Только в непосредственной

близости от кимберлитовых тел, часто в значительных количествах, они отмечаются и в верхних горизонтах свиты.

Мощность свиты колеблется от первых метров до 30 метров.

Средний-верхний отделы. Гжельский ярус

Айхальская свита (C_{2-3ah}) развита в центральной и юго-западной частях исследуемой территории. Её отложения залегают со стратиграфическим несогласием на различных горизонтах нижнего палеозоя и согласно, а на некоторых участках с местным размывом, на отложениях конекской свиты. Нижняя подсвита представлена в нижней части пачкой полимиктовых песчаников с линзами алевролитов и конгломератов в основании, а в верхней части – углистой пачкой, объединяющей углистые алевролиты, аргиллиты с прослоями песчаников и линзами углей. В тяжелой фракции среди кластогенных минералов доминируют ильменит, магнетит и альмандин, а также встречаются минералы-спутники алмаза – пироп, пикроильменит и хромшпинелид. Мощность подсвиты составляет до 60 м. Верхняя подсвита залегают согласно на отложениях нижней подсвиты и отличается от нее меньшей угленосностью. Сложена она, в основном, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с редкими прослоями углистых алевролитов и линзами углей, гравелитов и конгломератов. В тяжелой фракции при значительном содержании ильменита и альмандина отмечаются эпидот и сфен, а из минералов-спутников алмаза – пироп, пикроильменит и хромшпинелид. Мощность подсвиты изменяется от 75 м до полного выклинивания. Общая мощность айхальской свиты достигает 90 - 100 м.

Пермская система

Нижний отдел. Ассельский – кунгурский ярусы

Ахтарандинская свита (P_{1ah}) развита преимущественно в центральной и юго-западной частях характеризуемого района. Залегают отложения свиты с размывом на различных горизонтах айхальской свиты. Сложены разнозернистыми песчаниками с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов, а также линзами углей и конгломератов. Отличительной особенностью свиты является более грубая зернистость слагающих ее песчаников и меньшая угленосность пород в сравнении с айхальской свитой. Мощность свиты составляет до 75 м.

Верхний отдел. Уфимский – татарский ярусы

Боруллойская свита (P_{2br}). Разрез свиты сложен песчаниками с резко подчиненным количеством прослоев других пород. Свита залегают с размывом и со стратиграфическим

несогласием на ахтарандинской, айхальской свитах или же породах нижнего палеозоя. Мощность свиты в сводном разрезе составляет от 60 до 120 м.

Пермская система, верхний отдел – триасовая система, нижний отдел. Татарский – оленекский ярусы

Алакитская свита (P₂-T_{1al}) довольно широко распространена и залегает со стратиграфическим несогласием на разных горизонтах ахтарандинской, айхальской и конекской свит, редко на карбонатных отложениях нижнего палеозоя. Свита сложена разнообломочными туфами основного состава, реже туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами с маломощными прослоями терригенных пород, почти не содержащих пирокластического материала. Повсеместно по контакту туфолаваовой толщи с вышеуказанными отложениями внедряются маломощные интрузивные тела долеритов. Для лавовых образований характерна резко меняющаяся мощность, среди них в незначительном количестве присутствуют прослои и линзообразные скопления туфов, туффитов, ксенотуфов, апотуфовых роговиков, базальтовых микропорфиритов, реже туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность свиты достигает 120 м.

На смежной территории – восточной части Тунгусской синеклизы, в стратиграфическом разрезе туфовая толща алакитской свиты подразделяются на южночунскую (T_{1ju}ч) и чичиканскую (T₁чч) свиты.

Триасовая система

Средний-верхний отделы

Образования этого возраста представлены корами выветривания, развитыми на долеритах и отложениях алакитской туфолаваовой толщи. Мощность коры выветривания различна и варьирует в пределах от 0,5 до 20 м, что определяется интенсивностью эрозионных процессов. Перекрываются коры выветривания четвертичными осадками.

Четвертичная система

Четвертичные отложения (Q) развиты практически повсеместно. По генезису выделяются аллювиальные, элювиально-делювиальные, озерно-болотные отложения среднего, верхнего и современного звеньев.

В составе среднего звена выделены ледниковые, водно-ледниковые и аллювиальные отложения третьей и второй надпойменных террас. Они сложены темно-серыми илистыми суглинками с обломками известняков и долеритов и прослоями разнозернистых песков. Мощность аллювия террасы достигает 10-12 м.

Верхнее – современное звенья состоят из отложений болотнинской свиты, брекчиевой толщи и первой надпойменной террасы, развитых, преимущественно, в северной и центральной частях района. Разрез сложен полигенными (аллювиальными, солифлюкционно-делювиальными и озерно-болотными) глинистыми песками, глинистыми алевролитами, глинами с примесью песка и гравия. Мощность свиты колеблется от 5 до 74 м.

Брекчиевая толща развита, в основном, в северной части района и спорадически на остальной площади, где встречаются карстующиеся карбонатные породы ордовика и силура, приуроченные к зонам разломов. Толща выполняет небольшие депрессии подземного выщелачивания и представлена провальными-просадочными брекчиями и конглобрекчиями с примесью глины, суглинка и супеси. Мощность толщи варьирует в пределах 1-5 до 30 м, а на отдельных участках возрастает до 80 м.

Отложения современного звена широко развиты на изучаемой территории и представлены комплексом пород различных генетических типов: пойменными, русловыми, озерно-болотными и элювиально-делювиальными.

МАГМАТИЗМ

В пределах северо-восточного борта Тунгусской синеклизы магматические образования относятся к двум возрастным уровням: среднепалеозойскому и позднепалеозойскому-раннемезозойскому.

Среднепалеозойские магматиты представлены кимберлитами (трубки взрыва, жилы, дайки), выделеными в Далдыно-Алакитский кимберлитовый комплекс (D_3-C_1da). По химизму кимберлиты относятся к субщелочной ветви ультраосновных пород и характеризуются преобладанием K_2O над Na_2O , а также отличаются высокой магнезиальностью. По определению абсолютного возраста интервал формирования кимберлитовых тел оценивается в 360-450 млн. лет. Кимберлитовые тела на рассматриваемой территории сосредоточены в пределах зоны тектонических разломов, ориентированной в северо-восточных румбах. Её протяжённость составляет около 150 км при ширине до 40-60 км. Всего в пределах исследуемой территории выявлено более 130 трубок и даек. Характер распределения кимберлитопоявлений в пределах выделенной зоны разломов отличается крайней неравномерностью. Большинство из них сгруппировано на двух основных площадях, выделяемых в ранге кимберлитовых полей – Алакит-Мархинском и Далдынском. Самое юго-западное и обособленное в плане кимберлитовое тело – трубка Моркока отнесена к прогнозируемому Моркокинскому полю.

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле расположено в пределах северо-восточной зоны разломов к юго-западу от смежного с ним Далдынского поля. Пространственно оно занимает центральную часть территории района. В пределах площади поля выявлено 63

кимберлитовые трубки, около 20 жил, а также 7 «отторженцев», представляющих собой блоки кимберлитов, оторванные и нередко перемещенные от основных тел при внедрении базитовых интрузий (Устинов и др., 2002ф; Фолисевич и др., 2003 ф; Поляничко, Прокопьев и др., 2006ф). На потенциал территории в плане обнаружения новых кимберлитовых тел указывает то, что количество кимберлитовых тел возрастает за счёт проведения детальных стадий алмазопромысловых работ. Размеры трубок в плане варьируют от 60х90 м до 740х1290 м. Большая часть кимберлитовых тел здесь группируется на отдельных локальных участках. Плановое расположение трубок на этих участках (кустах) почти повсеместно имеет отчётливо выраженную линейную северо-восточную ориентировку, что позволяет большинству исследователей выделять в пределах поля кимберлитоконтролирующие зоны разломов этого направления. К этим же зонам приурочены и отдельные, обособленные в плане единичные тела.

Далдынское кимберлитовое поле расположено на северо-востоке изученной территории. Пространственно оно объединяет 61 трубку, 6 обособленных жил и 3 дайки (Салихов, Морозова, Цой и др., 2008ф). Как и на площади смежного Алакит-Мархинского поля, распределение кимберлитовых тел имеет неравномерный характер и нередко отмечается их группирование в виде «кустов» на отдельных локальных участках. Далдынское кимберлитовое поле относится к категории полностью открытых полей. Практически все кимберлитовые тела выходят на современную дневную поверхность и перекрыты лишь маломощным чехлом делювиальных осадков.

Наиболее распространённым типом кимберлитовых пород Далдыно-Алакитского района являются кимберлитовые брекчии мелко- и среднеобломочного строения. Кимберлитовые туфы, туфобрекчии и массивные кимберлиты порфировой структуры встречаются значительно реже.

Позднепалеозойские-раннемезозойские магматические образования в пределах северо-восточного борта Тунгусской синеклизы представлены породами трапповой формации. Площади их развития перекрывают более 70% исследуемой территории. Широкое проявление базитового магматизма в пределах северо-восточной и восточной окраин Тунгусской вулканотектонической мегаструктуры привело к образованию различных комплексов интрузивных и вулканогенных пород. Совокупность этих комплексов участвует в формировании отдельных вулканических структур. Согласно Легенде Ботуобинской серии листов (М 1:50000) (Опорная легенда Ботуобинской серии листов..., 1988) интрузии пермо-триасового возраста, расположенные в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы, относятся к единому Ахтарандинскому комплексу ($v\beta T_1a$). Интрузивные же образования северо-восточной части синеклизы, согласно Легенде Айхальской серии листов (Опорная легенда Айхальской серии листов..., 1991), отнесены уже к Алакитскому комплексу и датируются как P_2-T_1 . В пользу

позднепермского возраста вулканогенных пород Алакитского комплекса свидетельствуют маломощные прослои углей и углистых аргиллитов, в которых определены споро-пыльцевые комплексы, характерные для этой эпохи (Волотовский, Чёрный и др., 1967ф; Бухмиллер, Красильников, Свиридов и др., 1974ф).

Устанавливаемые внешние контуры вулканоструктур сильно изрезаны и почти во всех случаях имеют заливообразные очертания, которые обусловлены радиальными векторами перемещения магматических расплавов от центральных частей вулканических структур к их периферийным зонам. Туфогенная толща во всех случаях «подстигается» интрузивными долеритами, внедрившихся на поздних этапах становления вулканоструктур. Время их формирования занимало достаточно длительный промежуток времени, на что указывает их разная полярность намагничивания интрузивных фаз. В целом строение данных структур основано на трех основных фазах проявления базитового магматизма: первая эксплозивно-эффузивная, вторая и третья – интрузивные (Коробков и др., 2006ф).

Проявления первой фазы привело к формированию туфовой толщи. Вблизи эпицентров вулканических структур в разрезе туфогенных образований преобладают крупнообломочные туфы. Внедрение интрузий второй фазы магматизма происходило после образования туфовой толщи, о чем свидетельствуют активные контакты, а также инъекции, дикообразные ответвления и маломощные апофизы среди туфогенных образований. Интрузивные массивы эпицентральных областей вулканоструктур по степени дифференциации сопоставляются с кузьмовским типом. Здесь в зоне подошвы (снизу вверх) выделяются оливиновые долериты с биотитом, троктолит-долериты, оливиновые и оливинсодержащие долериты. Центральные части этих массивов сложены оливиновыми габбро-долеритами, феррогаббро-долеритами, кварцевыми габбро-долеритами и кварцевыми габбро-диоритами. В составе зоны кровли участвуют (снизу вверх): кварцсодержащие долериты; оливиновые и оливинсодержащие долериты; оливиновые долериты с биотитом. В эндоконтактах зон кровли и подошвы развиты порфиновые микродолериты.

При удалении от эпицентров вулканоструктур происходит уменьшение мощности массивов и снижается степень их дифференциации, что выражается в приуроченности богатых оливином пород – троктолит-долеритов к подошвенной, кварцсодержащих – к центральной и кварцевых долеритов и габбро-долеритов к верхним частям интрузий. Эти части интрузий соответствуют уже ангарскому типу.

Краевые части тех же массивов относятся по степени дифференциации к катангскому типу интрузий. Здесь, в подошвенной части тел развиты троктолит-долериты, в центральной – долериты и палагонитовые долериты. Эндоконтактовые тонкокристаллические порфиновые микродолериты часто имеют миндалекаменную и брекчиевидную текстуры.

К проявлениям третьей, завершающей фазы становления вулканоструктур, относятся магматические образования дайкового комплекса и связанные с ними маломощные пластовые тела долеритов. По степени дифференциации эти тела, как и периферийные участки массивов второй фазы, сопоставляются с катангским типом интрузий.

Говоря в общем о характеристике и расчленении базитовых образований, следует уточнить также следующее. Проведенные в 1950-60-е годы работы предоставили возможность ряду исследователей, среди которых можно отметить В.П. Ледневу, М.Л. Лурье, В.Л. Масайтиса, А.А. Рябченко и др., на базе петрографо-петрологических свойств, по характеру дифференциации, а также по аналогии с другими районами, выделить среди трапповых интрузий породы, относимые к кузьмовскому, ангарскому, катангскому и агатскому интрузивным комплексам. Так в результате увеличения алмазопоисковых работ в Западной Якутии и роста объема бурения было установлено, что в единых непрерывных разрезах отмечаются постепенные переходы пород, относимые к названным выше комплексам. Здесь следует отметить также то, что была доказана прямая зависимость степени дифференцированности пород от мощности интрузий. Таким образом, понятие интрузивных комплексов, определяемых как единое вещественно-структурное подразделение, в сложившейся ситуации оказалось несостоятельным, что побудило сотрудников ВСЕГЕИ (М.В. Михайлов и др.) предложить для использования рабочую схему, где использовавшиеся ранее понятия магматических комплексов были переведены в категорию «типов интрузий», где уже в это понятие вкладывалась степень дифференциации, отраженная в наборе пород определенного петрографо-петрологического состава, особенностях вторичной минерализации и контактового метаморфизма.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Изучаемая территория расположена в зоне сочленения северо-восточного борта Тунгусской синеклизы с Анабарской антеклизой и Сюгджерской седловиной (рис. 2.2.). В ее тектоническом строении принимают участие два структурно-вещественных этажа: кристаллический фундамент и платформенный чехол, различающиеся возрастом, составом, условиями формирования. В исследуемом регионе прослеживаются разрывные нарушения преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания, которые объединены в Вилюйско-Котуйскую и Далдыно-Оленекскую зоны разломов соответственно. При этом юго-западный фрагмент Далдыно-Оленекской зоны выделяется как Алакит-Моркокинская рифтоподобная структура. Кимберлитовые поля приурочены к области пересечения этих зон.

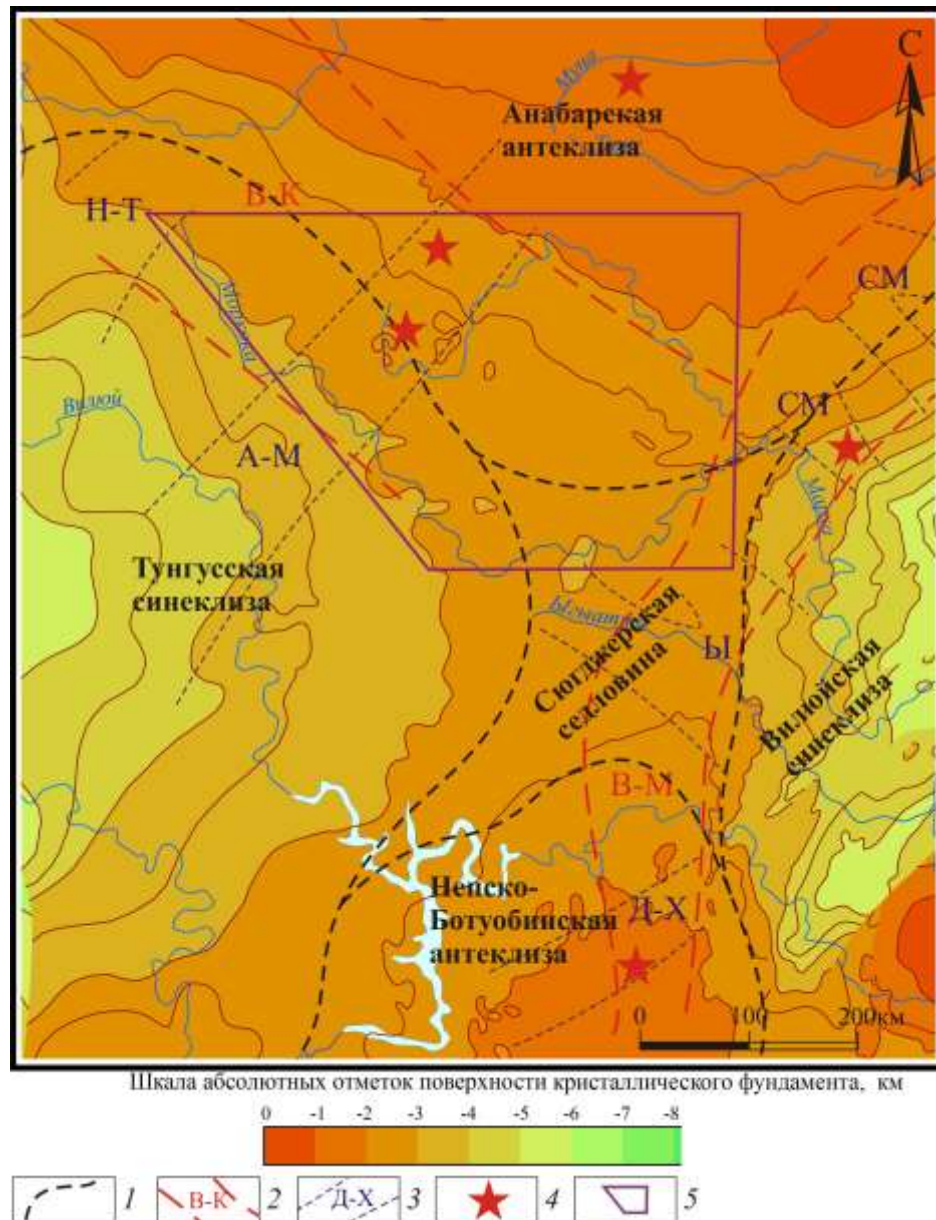


Рисунок 2.2 – Схема современной поверхности кристаллического фундамента, изученная по подошве осадочного чехла (горизонт КВ) по материалам Н.И. Горева, (2009ф)

1 – границы платформенных структур I порядка и их названия; 2 – зоны разломов I порядка и их названия: В-К – Вилюйско-Котуйская; В-М – Вилюйско-Мархинская; 3 – зоны разломов II порядка (рифтогенного характера) и их названия: Н-Т – Нижне-Томбинская; А-М – Алаakit-Моркокинская; Д-Х – Джункун-Хампинская; Ы – Ыгыяттинская; СМ – Среднемархинская; 4 – известные кимберлитовые поля; 5 – площадь исследований

Кристаллический фундамент в пределах исследуемого района перекрыт осадочным чехлом мощностью не более 2 км. Общее представление о возрасте и составе пород фундамента дают нефтепоисковые скважины, а также результаты комплексной интерпретации геофизических полей (Горев, 2009ф).

Согласно существующим схемам районирования фундамента (Лутц, 1962; Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др., 1964) рассматриваемая площадь относится к Анабарскому мегаблоку. Внутреннее строение кристаллического основания района

характеризуется сочетанием антиклинорных и синклинорных структур, имеющих часто тектонические ограничения. Антиклинорные структуры отражаются в региональном магнитном поле положительными полосовидными аномалиями значительной интенсивности, простирающимися по азимуту $340^\circ - 360^\circ$. Современный рельеф поверхности фундамента хорошо согласуется с сейсмоотражающим горизонтом КВ, прослеживаемым в кровле старореченской свиты венда. Он часто сопоставляется с ним, с учетом поправки на мощность старореченской свиты, изменяющейся от 160 до 200 м (Горев, 2009ф). Кровля фундамента по результатам геофизических исследований и бурения параметрических скважин залегает на абсолютных отметках от -2 до -4 км, погружаясь в юго-западном направлении.

Осадочный чехол исследуемой территории развивался в течение 3 основных этапов: венд-раннепалеозойский; среднепалеозойский; позднепалеозойский-раннемезозойский (Горев, 2009ф; Салихов, Морозова, Цой и др., 2008ф). Каждому этапу соответствует определенный набор отложений. Последовательные комбинации данных этапов и характер их взаимоотношений с учетом проявления среднепалеозойского кимберлитового и позднепалеозойского-раннемезозойского базитового магматизмов приведены на рисунке 2.3.

Формирование нижнего, венд – раннепалеозойского, платформенного структурного яруса происходило в четыре стадии: венд - среднекембрийскую, позднекембрийскую-раннеордовикскую, средне - позднеордовикскую и раннесилурийскую (Там же). Для данного яруса характерны процессы осадконакопления в условиях нормальной и сильной солености на фоне локальных колебаний территории (поднятия и погружения). Так в венд – среднекембрийское время происходило прогибание территории, где в условиях мелководного бассейна нормальной солености формировались осадки старореченской (*Vst*), манькайской (*Vmn*), эмяксинской (*Є_{1em}*), кумахской (*Є_{1k}*), оленекской (*Є_{2ol}*), удачинской (*Є_{1-2ud}*), зеленоцветной (*Є_{2zl}*), малыкайской свит (*Є_{2ml}*) и известняковой толщи (*Є_{2i}*).

В начале позднего кембрия восточная часть исследуемой территории испытывала тенденцию к кратковременному поднятию, что вызвало частичный размыв среднекембрийских отложений. В период позднекембрийской-раннеордовикской стадии развития территории в условиях повышенной солености находят свое развитие сульфатоносные терригенно-карбонатные отложения мархинской (*Є_{3mr}*), моркокинской (*Є_{3mrk}*), онхоюрхской (*Є_{3on}*), олдондинской (*O_{1ol}*) и сохсолохской свит (*O_{1sh}*). При этом осадки сохсолохской свиты были частично размывы в конце раннего ордовика. В этот период характеризуемая территория начинает испытывать поднятие с отступлением береговой линии морского бассейна. При последующем погружении территории и новой трансгрессии бассейна в прибрежных

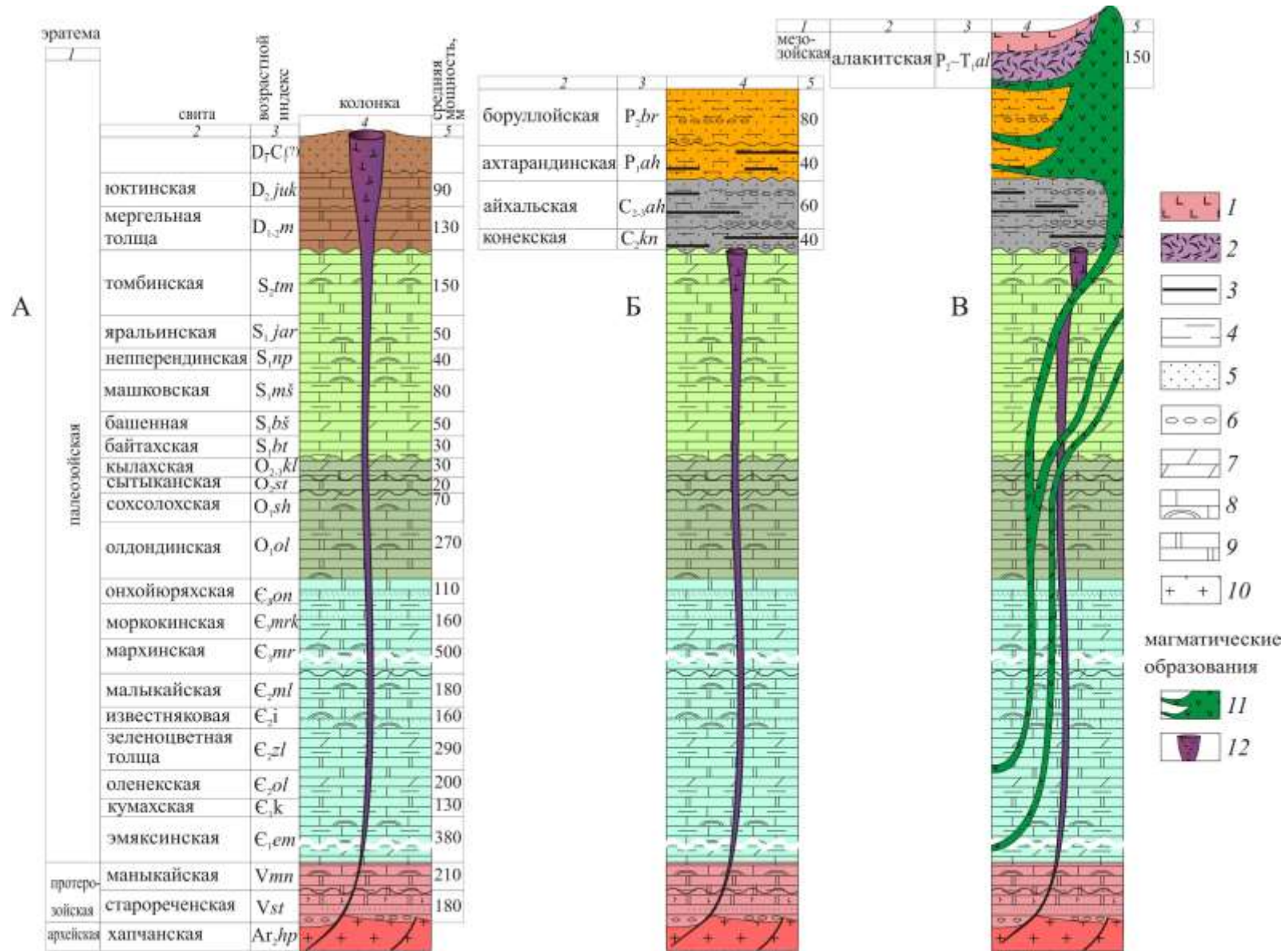


Рисунок 2.3 – Литолого-стратиграфический разрез: А – венд-раннепалеозойского и начала среднепалеозойского этапов; Б – среднепалеозойского и начала позднепалеозойского-раннемезозойского этапов; В – позднепалеозойского-раннемезозойского этапа

Условные обозначения к рисунку 2.3: 1 – базальты; 2 – разнообломочные туфы; 3 – угли, углистые аргиллиты; 4 – алевролиты; 5 – пески, песчаники; 6 – конгломераты, галечники; 7 – мергели; 8 – известняки строматолитовые, известняки; 9 – доломиты; 10 – граниты, гнейсы; 11 – интрузии долеритов; 12 – кимберлиты

мелководных условиях происходило накопление терригенных и терригенно-карбонатных отложений сытыканской (O_2st) и кылахской свиты (O_{2-3kl}). В раннесилурийское время происходило общее поднятие территории и частичный размыв осадков кылахской свиты. В дальнейшем в пределах мелководного бассейна при нормальной солености развивались осадки байтахской (S_1bt), башенной ($S_1bš$), машковской ($S_1mš$) и непперендинской (S_1np) свит. В лагунных условиях происходило накопление осадков яральинской (S_1jar) свиты.

Вендско-нижнепалеозойский ярус пользуется повсеместным развитием, а позднепалеозойско-раннемезозойский распространен в юго-западной части территории и фрагментарно – в центральной. Для каждого яруса характерны свои особенности вещественного состава и строения. Моноклиналиное залегание осадочного чехла, с падением пластов на юго-запад под углом до 1° , нарушается пологими брахиформными складками, слабовыраженными прогибами и валами, а также малоамплитудными разрывными нарушениями. Структура нижних горизонтов нижнего палеозоя (венда) изучена по сейсмоотражающему горизонту КВ (Фолисевич и др., 2003ф; Салихов, Морозова, Цой и др., 2008ф), а верхних – по подошве ордовика (в северо-восточной части территории) и по подошве силура (в его юго-западной части), по данным бурения скважин в комплексе с ГИС и геологосъемочными работами. Гипсометрическое положение горизонта КВ в пределах района изменяется от -1900 – -2000 метров на северо-востоке, снижаясь до -4 км на юго-западе. В юго-западной части площади преобладает субмеридиональное простирание локальных структур, осложняющих поверхность КВ и фундамента, на фоне их общего погружения к юго-западу (Горев, 2009ф).

Гипсометрический уровень подошвы нижнего ордовика понижается от 600 м на северо-востоке до 300 – 240 м к юго-западу. Более пологое погружение этой поверхности, по сравнению с горизонтом КВ, свидетельствует об увеличении мощности кембрия к юго-западу до 100-150 м. Это отмечается как по структурным построениям, так и по данным бурения (Горев, 2009ф; Салихов, Морозова, Цой и др., 2008ф). Структурный план по подошве ордовика представляет собой моноклинали с падением слоев от $10'$ до $40'$, осложненную рядом пликативных и инъективных брахиформных структур. Основные дислокации верхней части осадочного чехла приурочены к восточной части региональной Вилуйско-Котуйской зоны северо-западного простирания. На остальной территории моноклиналиное залегание пород нарушено очень слабо.

Структура юго-западной части исследуемой территории, изученная по подошве силура, также представляет собой моноклираль с погружением абсолютных отметок от 500-600 м на северо-востоке до 0 м и ниже (до -200 м) на юго-западе (рис. 2.4).

Среднепалеозойский этап тектонического развития охватывает девон и ранний карбон. В это время продолжилось развитие раннепалеозойских структур восточной части Тунгусской синеклизы. Данный этап является наиболее важным с точки зрения прогнозирования, поскольку известные в районе кимберлиты имеют среднепалеозойский возраст. Образования среднепалеозойского комплекса имеют ограниченное развитие и в пределах района практически не сохранились. Они известны в кратерной депрессии над тр. Краснопресненской, где представлены отложениями тегюрюкской толщи нижнего карбона (C_{1tg}). В ряде кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского поля в ксенолитах осадочных пород установлена девонская фауна (Брахфогель, 1984; Шамшина и др., 1999ф), указывающая на былое существование в районе отложений всех трех отделов девона (Салихов, Морозова, Цой и др., 2008ф). В период позднего девона - раннего карбона подавляющая часть территории была представлена сушей. Для этого времени характерна повышенная тектоническая деятельность на Сибирской платформе, в том числе и активизация разломов глубокого заложения, что обусловило широкое проявление на рассматриваемой территории кимберлитового магматизма (Там же). Происходило пологое погружение пород венд - раннепалеозойского яруса (15' – 20') на юго-запад в направлении к центральной части Тунгусской синеклизы.

В начальный период *позднепалеозойско-раннемезозойского* этапа развития исследуемая территория представляла собой слабо расчлененную и наклонную к юго-западу равнину с многочисленными долино- и заливообразными формами рельефа. В период среднего карбона и ранней перми происходило оживление тектонических движений, выражающихся в медленном погружении территории, связанном с формированием северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. Ингрессия эпиконтинентального бассейна обусловила формирование в прибрежных условиях терригенных угленосных осадков конекской (C_{2kn}) и айхальской свит (C_{2-3ah}) среднего - позднего карбона, а также ахтарандинской свиты (P_{1ah}) ранней перми. Принципиальная схема денудационных процессов кимберлитовых тел и формирования терригенных пермо-карбонных отложений приведена на рисунке 2.5.

В составе структурного яруса отчетливо выделяются верхнепалеозойский и нижнемезозойский подъярусы. К верхнепалеозойскому подъярису относятся осадочные отложения от среднего карбона до верхней перми включительно. Верхнепалеозойский подъярус представлен континентальной терригенной полимиктовой и терригенной угленосной

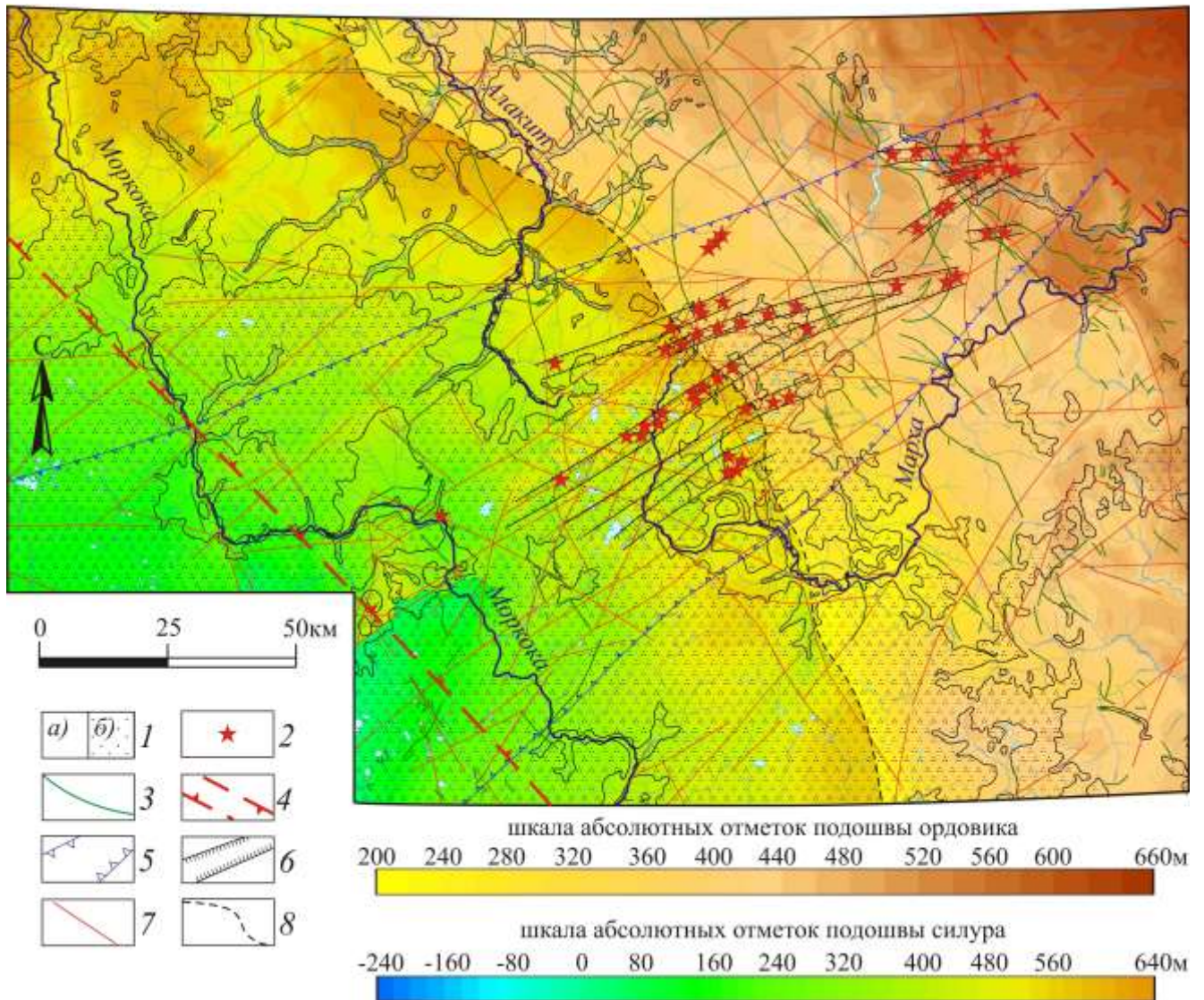


Рисунок 2.4 – Схема структурно-тектонического строения исследуемой территории (по материалам Н.И. Горева (2009ф))

1 – структурные ярусы осадочного чехла: а) вендско-нижнепалеозойский (V-S); б) верхнепалеозойско-нижнемезозойский (C_2-T_1); 2 – кимберлитовые тела; 3 – дайки долеритов; 4 – контур Вилюйско-Котуйской зоны глубинных разломов; 5 – контур Алакит-Моркокинской рифтогенной структуры; 6 – кимберлитоконтролирующие разломы (зоны); 7 – разломы в осадочном чехле; 8 – граница между структурно-фациальными зонами

формациями мощностью от 0-50 м до 200 м. Мощность подъяруса увеличивается в юго-западном направлении. Структура верхнепалеозойского подъяруса хорошо согласуется с рельефом погребенной поверхности нижнего палеозоя. Структурный план этой поверхности характеризуется субгоризонтальным залеганием пород, в ряде случаев осложненным долеритами. В позднем палеозое - раннем мезозое продолжали унаследованно развиваться структуры I порядка.

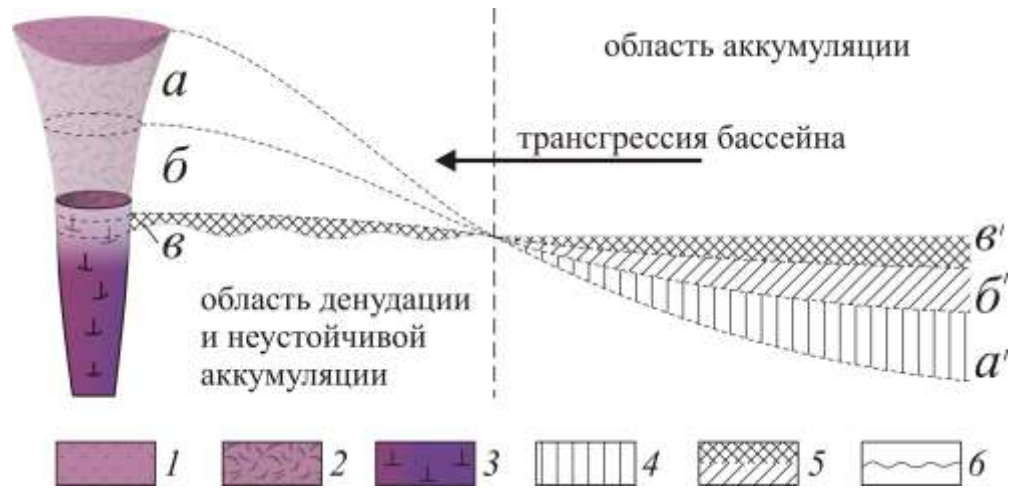


Рисунок 2.5 – Принципиальная схема распределения продуктов разрушения кимберлитов (*a*, *б*, *в*) в коррелятивные осадки (*а'*, *б'*, *в'*) (по (Подвысоцкий, Белов, 1995) с изменениями)

1 – кратерные отложения; *2* – туфы и брекчии кимберлитов, насыщенные ксеногенным материалом; *3* – наиболее продуктивные кимберлиты; *4* – отложения ранних этапов аккумуляции; *5* – отложения поздних этапов аккумуляции; *б* – поверхность пенеплена

В позднем палеозое - раннем мезозое рассматриваемая территория располагалась в области сочленения восточного борта Тунгусской синеклизы с Анабарской антеклизой и Сюгджерской седловиной. Тунгусский седиментационный бассейн перекрывал большую часть изучаемой территории. В конце поздней перми и раннего триаса происходила интенсивная магматическая деятельность – выбросы большого количества пирокластического материала, излияние лав на дневную поверхность, а также внедрение приповерхностных базитовых интрузий. Эффузивно-эксплозивные образования заполняли неровности существовавшего рельефа. Все эти процессы формировали вулканогенно-осадочную толщу, представленную на исследуемой территории образованиями алакитской свиты мощностью до 120 м. В целом, проявления магматизма в районе пространственно и во времени сопряжены с разломами Вилюйско-Котуйской зоны. Нижнемезозойский подъярус представлен толеит-долеритовой и толеит-базальтовой формациями, включающими эффузивные и интрузивные образования верхней перми - нижнего триаса. В распределении магматических образований основная роль принадлежит палеовулканическим структурам, которые в свою очередь контролируются мощными и протяженными зонами разломов.

В северной части района абсолютные отметки подошвы кровли карбонатного цоколя составляют 600-650 м (см. рис. 2.4). Наиболее значительный подъем произошел в течение четвертичного периода. На это указывает глубокий эрозионный врез современных рек до 300-400 м и отсутствие террас, кроме первой надпойменной.

Относительно хорошо структура верхнепалеозойских пород изучена в пределах Алакит-Моркокинской зоны, хотя в ее северо-восточном окончании отложения верхнего палеозоя отсутствуют, а в юго-западной - структура этих отложений охарактеризована довольно слабо в связи с широким развитием здесь пород трапповой формации и низкой изученностью бурением. В наиболее погруженной юго-западной части Алакит-Моркокинской зоны в верхнепалеозойском подъярусе, как и в более глубоких горизонтах осадочного чехла, фиксируется впадина.

Начиная с раннего мезозоя территория испытывала общее воздымание, и начинала формироваться полигенетическая поверхность выравнивания. Четвертичные отложения развиты практически повсеместно, за исключением коренных выходов палеозойских пород и траппов. Прогностическое значение кайнозойских отложений выражается в том, что в них за счет размыва и переотложения более древних, а также разрушения коренных источников формируются ореолы кимберлитовых минералов, в том числе и россыпепроявления алмазов.

Разломы и зоны разломов. К наиболее древним по времени заложения дизъюнктивам относятся разломы субмеридиональной ориентировки. Заложение системы субширотных разрывных нарушений относится к рифейскому времени. Выделяются субширотные разломы по геофизическим данным, зонам трещиноватости, структурным изменениям в осадочном чехле (Потуроев и др, 1977ф).

Разломы северо-западного простирания контролировали трапповый магматизм, проявившийся в верхнем палеозое - нижнем мезозое (Вилуйско-Котуйская зона разломов). Эта зона разломов прослеживается из бассейна р. Котуй в юго-восточном направлении к среднему течению р. Вилюй. Протяженность зоны более 1000 км, ширина порядка 200 км. Разломы северо-западного простирания имеют рифейский или более древний возраст заложения. Довольно хорошо разломы Вилуйско-Котуйской зоны прослеживаются в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе в полях развития нижнепалеозойских пород. Они часто сопровождаются дайками долеритов и контролируют пликативные структуры северо-западной ориентировки.

Далдыно-Оленекская зона разломов представляет собой региональную структуру и в пределах рассматриваемой территории она трассируется разрывными нарушениями северо-восточного простирания, которые объединяются в зоны разломов. Некоторые из них считаются кимберлитоконтролирующими (Горев, 2009ф; Салихов, Морозова, Цой и др., 2008ф). В пределах северо-восточного борта Тунгусской синеклизы прослеживается юго-западный фрагмент Далдыно-Оленекской зоны, выделяемый как Алакит-Моркокинская рифтоподобная структура и которая представляет собой тектоническую зону со сложным строением и ответвляющуюся от протерозойского Катанга-Котуйского авлакогена (Горев, 2009ф).

Кимберлитовые поля Далдыно-Алакитского района располагаются в области выклинивания Алакит-Моркокинской структуры на пересечении ее с разломами Вилуйско-Котуйской зоны.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ИССЛЕДУЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ

На сегодняшний момент единой общепринятой схемы минерагенического районирования на алмазы пока не существует. Тем не менее, в геологоразведочном комплексе АК «АЛРОСА» (ОАО) ведущими специалистами на основе систематизации данных о плановом размещении кимберлитовых тел и полей с учётом их состава и уровня алмазоносности, а также характера распределения и типоморфизма россыпных алмазов и их минералов-спутников, тектонических предпосылок разработан иерархический ряд алмазоносных объектов (Горев, 2001; 2008; 2012ф). Он представлен в следующей последовательности (от крупной таксонометрической единицы к меньшей): алмазоносная (кимберлитовая) провинция – субпровинция – область (зона) – алмазоносный район – кимберлитовое поле – куст (линейная группа) кимберлитовых тел – отдельное тело. Краткая характеристика основных принципов выделения разноранговых минерагенических объектов приводится ниже.

Алмазоносная провинция представляет собой наиболее крупный элемент иерархического ряда. При этом под провинцией понимается стабильный блок (кратон) платформы. Так, с учетом минералогических и других критериев Сибирская платформа подразделяется на Ангаро-Тунгусскую (Тунгусскую) провинцию, расположенную на Байкитском и Ангаро-Тунгусском стабильных блоках, Якутскую алмазоносную провинцию (ЯАП), занимающую площадь Анабаро-Мирнинского стабильного блока, и Алданскую, совпадающую с одноименным блоком. В пределах всех трех провинций встречаются щелочно-ультраосновные породы, в том числе кимберлиты.

Алмазоносная субпровинция характеризуется определёнными структурными и вещественными преобразованиями в земной коре, что подтверждается распределением физических параметров в пределах провинции, различным строением и составом чехла, кристаллической коры и верхней мантии, особенностями размещения и составом магматических образований. На основании этих признаков ЯАП отчётливо выделяет северную и южную части, которые практически всеми специалистами определены как Лено-Анабарская (северная часть) и Центрально-Сибирская (южная часть) субпровинции.

Алмазоносная область (зона) соответствует зоне динамического влияния подвижной системы, способной генерировать магму различного состава, в том числе и кимберлитовую, и выделяется на основании линейно-дискретного распределения алмазоносных пород в пределах провинций (субпровинций), их приуроченности к тектоническим зонам и склонам

региональных структур. По сути, алмазоносная область представляет собой зону краевых дислокаций (ЗКД) – площади, наиболее благоприятные для внедрения кимберлитов.

Алмазоносный (кимберлитовый) район большинством исследователей понимается как площадь развития кимберлитов с наличием россыпной алмазоносности и ореолами рассеяния минералов-спутников алмаза, имеющими отличные от смежных территорий типоморфные характеристики.

Рудно-россыпной (коренные источники) или *россыпной* (только россыпные источники) *узел – минералогический узел*, характеризуется как участок минералогического района, сформированный группой пространственно сближенных кимберлитовых полей, наличием в зоне их влияния полигенных и полихронных шлиховых ореолов с аномальными количествами минералов-спутников алмаза (МСА), в том числе хорошей сохранности, а также отличными от смежных минералогическими ассоциациями.

Рудно-россыпное (россыпное поле) – минералогическое поле, по своему характеру близко к минералогическому узлу и отличается от него более локальным масштабом. Может входить как в состав минералогического узла, так и занимать обособленное положение.

Картографически исследуемая в настоящей работе территория северо-восточного борта Тунгусской синеклизы захватывает крайнюю северо-восточную часть Моркокинского и центральную часть Далдыно-Алакитского алмазоносных районов (см. рис. 2.6), входящих в Центрально-Сибирскую алмазоносную субпровинцию ЯАП. Внешний контур ЯАП проведен по границе распространения алмазов и МСА с учётом тектонических и других данных. Минералы-спутники алмазов в целом по провинции характеризуются пикроильменит-пироповой или пироп-пикроильменитовой с хромшпинелью ассоциациями (Горев, 2003ф).

Центрально-Сибирская субпровинция охватывает южную часть ЯАП и характеризуется проявлением высокоалмазоносного среднепалеозойского кимберлитового магматизма и разновозрастными россыпями, группирующихся в пять кимберлитовых полей: Мирнинское, Накынское, Алакит-Мархинское, Далдынское и Верхнемунское, которые, в свою очередь, включают 12 балансовых: «Мир», «Интернациональная», «Спутник», «Дачная», «им. XXIII съезда КПСС», «Айхал», «Комсомольская», «Сытыканская», «Юбилейная», «Зарница», «Удачная», «Заполярная» и 5 забалансовых, в том числе и резервных месторождений, а также 22 россыпных месторождения и многочисленные россыпепроявления. При этом алмазы из россыпных и коренных источников субпровинции близки по типоморфизму, что указывает на вероятность открытия здесь высокопродуктивного кимберлитового поля.

Северо-восточная часть *Моркокинского алмазоносного района*, в рамках которого, в том числе, расположена исследуемая территория, граничит с Далдыно-Алакитским районом. В поисковом отношении эта часть района является закрытой, с практически повсеместным

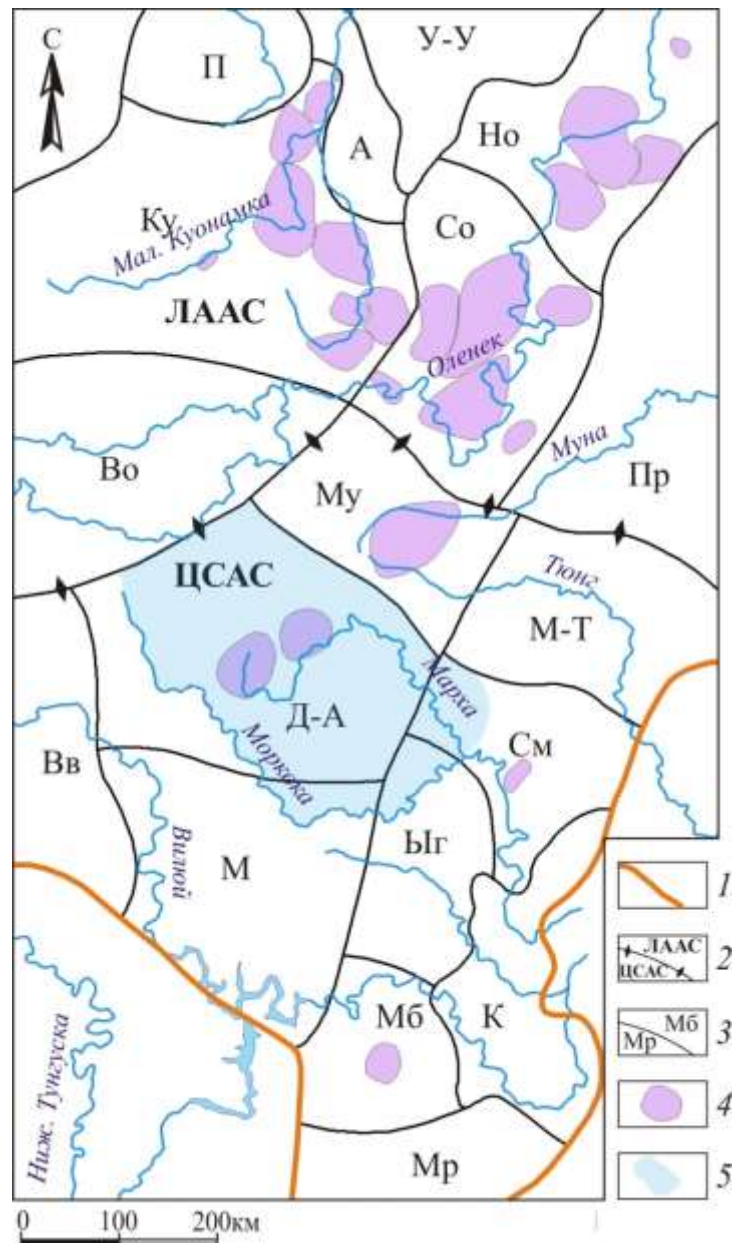


Рисунок 2.6 – Схема минерагенического районирования Якутской алмазоносной провинции (по материалам Н.И. Горева (2012ф))

1 – граница ЯАП; 2 – граница между алмазоносными субпровинциями: ЦСАС – Центрально-Сибирская алмазоносная субпровинция; ЛААС – Лено-Анабарская алмазоносная субпровинция; 3 – границы алмазоносных районов: Мр – Мурбайский; Мб – Малоботуобинский; К – Крестьянский; Вв – Верхневилуйский; М – Моркокинский; Ыг – Ыгыаттинский; См – Среднемархинский; Д-А – Далдыно-Алакитский; Му – Мунский; М-Т – Муно-Тюнгский; Во – Верхнеоленёкский; Со – Среднеоленёкский; Пр – Приленский; Ку – Куонамский; А – Анабарский; Но – Нижнеоленёкский; П – Попигайский; У-У – Уэле-Уджинский; 4 – кимберлитовые поля; 5 – площадь исследуемой территории

распространением пород трапповой формации (IV и V геотипы). Мощность перекрывающей толщи часто превышает 200 м. Рассматриваемая часть района практически полностью покрыта ГС-50 и алмазопромышленными работами масштаба 1:100 000 – 1:200 000. При этом глубинное геологическое изучение проводилось в девяностых годах 20-го века (Калмыков и др., 1996ф), где сеть скважин соответствовала по плотности региональным поискам первого или второго

этапа. В тектоническом отношении здесь широко проявлены мезозойские дислокации, обусловленные активизацией Тунгусской трапповой синеклизы, переработавшие среднепалеозойский структурный план.

Россыпная алмазоносность района сконцентрирована на участках: Дьюкунах, Лиственничная, Алымджа, Тангхай. МСА встречаются на территории района на различных стратиграфических уровнях – от современных отложений до среднекаменноугольных. Несколько повышенные концентрации минералов-спутников отмечены в бассейне среднего и нижнего течения р. Тангхай, в верховьях которого выделяется россыпное поле. Ореолы рассеяния характеризуются убогими концентрациями, повышенным износом первичной магматогенной поверхности и низкими гранулометрическими характеристиками. В ассоциации значительно преобладает пикроильменит, который на отдельных участках характеризуется широким гранулометрическим спектром (от -8+4 до 0,25 мм).

Большая же часть исследуемой территории расположена в пределах *Далдыно-Алакитского алмазоносного района* (см. рис. 2.6), расположенного в бассейне верхнего течения р. Марха. В данном районе расположены два кимберлитовых поля с крупнейшими коренными месторождениями алмазов Западной Якутии. В пределах района распространены все известные типы поисковых обстановок. Наблюдается резкое увеличение мощности перекрывающей толщи в юго-западном направлении при возрастающей усложняющей роли базитовых образований, как в разрезе, так и в плане. Территория района хорошо изучена и практически полностью покрыта ГС-50, при этом в её продуктивной части проведены детальные поисковые работы.

С тектонической позиции район благоприятен для выделения кимберлитовых полей, что определено расположением в пределах стабильного блока, в области пересечения Алакит-Мархинской секущей зоны с Котуйско-Вилуйской зоной краевых дислокаций (ЗКД). Геофизические исследования указывают на расположение большей части района в пределах глубинной зоны, где также выделены три сейсмические аномалии, обусловленные расслоенностью земной коры и эпицентры двух из которых соответствуют Далдынскому и Алакит-Мархинскому кимберлитовым полям, а третья находится северо-восточнее Далдынского поля.

В пределах района расположены три кимберлитовых поля, два из которых – Далдынское и Алакит-Мархинское, содержат более 60 кимберлитовых тел каждое, в том числе и действующие промышленные месторождения ЯАП – трубки «Айхал», «Юбилейная», «Удачная», «Зарница», «Сытыканская», «Комсомольская». При этом в пределах третьего поля – Моркокинского, на сегодня известна лишь одна убогоалмазоносная трубка «Моркока». Коренные тела характеризуются высокими содержаниями октаэдров (30%) при значительном присутствии ромбододекаэдров (18%) и переходных форм (10%). Округлые алмазы (~25%)

играют значительную роль в ассоциации, причём на долю округлых алмазов «уральского» типа приходится около 8%, а остальные составляют кристаллы «жильного» типа. Здесь следует отметить, что для промышленно-алмазоносных тел доля округлых алмазов значительно ниже и составляет для месторождений Алакит-Мархинского поля порядка 10%, а для Далдынского не превышает 20%.

Типоморфными особенностями промышленно-алмазоносных кимберлитовых тел *Алакит-Мархинского кимберлитового поля* являются: пониженная крупность кристаллов при среднем весе 1,93-2,66 мг, резкое преобладание алмазов I разновидности по Ю.Л. Орлову, среди которых 20-30% составляют кристаллы октаэдрического габитуса, при примерно равном количестве ромбододекаэдров и более низком содержании (10-25%) переходных форм, за исключением тр. Сытыканская, и типичных округлых алмазов.

В рамках *Далдынского кимберлитового поля* известны два промышленных месторождения: трубки «Удачная» и «Зарница», характеризующиеся более высокой крупностью кристаллов, чем тела Алакит-Мархинского поля. Отмечается преобладание алмазов I разновидности, среди которых 20-40% составляют кристаллы октаэдрического габитуса, при содержании ромбододекаэдров (13-33%) и более низком содержании (10%) переходных форм.

Практически все промышленно-алмазоносные трубки Далдыно-Алакитского района характеризуются средним и низким уровнем концентраций МСА, при этом наиболее низкие показатели характерны для трубки «Айхал» (0,02 вес.%). Для основных же кимберлитовых тел Далдыно-Алакитского района соотношение пироба к пикроильмениту колеблется в пределах 0,09-3,0 (изменение в 33 раза). Причём в трубках «Удачная», «Сытыканская» пикроильменит заметно преобладает над пиробом (в трубке «Удачная» – в 7 раз, в трубке «Сытыканской» – в 11 раз), что не является характерным для промышленно-алмазоносных кимберлитов ЯАП.

В целом для района характерны незначительные масштабы россыпной алмазоносности, причем, только некоторые из кимберлитовых трубок («Удачная» и «Айхал») образуют небольшие промышленные россыпи ближнего сноса. Также отмечается низкое содержание алмазов в аллювии современных водотоков и в верхнепалеозойских терригенных отложениях конёкской и айхальской свит. Большинство россыпепроявлений представлено ассоциацией алмазов далдыно-алакитского типа (Коптиль и др., 1978ф). Содержание типичных округлых алмазов не превышает 20%.

В пределах Алакит-Мархинского поля МСА фиксируются в базальных отложениях конёкской (C₂kn) и айхальской (C₂₋₃ah) свит среднего-позднего карбона. Непосредственно вблизи кимберлитовых тел повсеместно распространены локальные ореолы ближнего сноса, в большинстве, пироп-пикроильменитового состава. Эти ореолы отличаются высокими концентрациями, крупными гранулометрическими классами и хорошей сохранностью минералов-спутников, а также наличием слабоустойчивых минералов кимберлитов, в том числе фрагментов самих кимберлитов.

3. СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ, КАК ОСНОВА КАРТИРОВАНИЯ БАЗИТОВЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР

С момента начала алмазопромышленной эпопеи на территории Западной Якутии с целью минерагенического районирования, прогнозной оценки перспективных площадей и участков, многими специалистами использовались различные методики определения особенностей развития базитового магматизма и тектонического строения (Виленский, Олейников, 1970а, 1970б; Геология и методы прогнозирования ..., 1981; Геологическая съемка..., 1983; Дмитриев, 1974; Донских, Залепугин, Кронидов, 1980; Ивлиев, Камышева, Эринчек, 1976; Камышева, Саврасов, 1966; Леднёва, Лурье, 1975; Методические рекомендации..., 1985; Методические рекомендации..., 1986; Саврасов, 1963; Сапронов, 1972, 1977; Сапронов, Сидорас, 1976). При этом на совершенствование применяемых методов исследований прямое влияние оказывали регулярно пополняющиеся геолого-геофизические фактографические материалы, а также совершенствование лабораторно-аналитического комплекса геологоразведочных экспедиций (Константинов, Гладков, 2009; Константинов, Мишенин, Убинин и др., 2006; Коробков, 1997, 2001а, 2001в, 2001г; Лелюх, Крючков, Никулин, 1990; Никулин, Лелюх, Фон-дер-Флаасс, 2002; Расчленение интрузивных долеритов..., 1987). Исследовательские методы и приемы, разработанные в течение научно-производственной деятельности, в том числе при непосредственном участии автора (Коробков, Борис, Бондарев, 1997; Евстратов, Новопашин, Коробков, 2009а, 2009б; Коробков, Евстратов, 2010, 2011а, 2011б, 2011в, 2012; Коробков, Евстратов, Захаров, 2011; Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013) были использованы, наряду с общепринятыми, для решения задач в рамках настоящей работы.

Структурно-формационный анализ мезозойских вулканоплутонических ассоциаций. Проявление базитового магматизма в пределах северо-восточной части Тунгусской синеклизы обусловило образование широкого набора интрузивных и вулканических пород. Площади распространения этих пород нередко занимают до 80% перспективных территорий. Размещение базитовых образований в составе перекрывающего комплекса определяет их сложные взаимоотношения с отложениями верхнего и нижнего палеозоя, где они нередко перекрывают и инъецируют последние. Все это весьма усложняет палеогеологические реконструкции процессов позднепалеозойского седиментогенеза и оказывает негативное влияние на проведение работ по прогнозно-перспективной оценке закрытых площадей и поисковых работ, направленных на выявление новых коренных и россыпных месторождений алмаза. Этим сегодня диктуется актуальность специализированного изучения базитовых образований с целью создания унифицированной схемы их развития, определения морфологических особенностей и установления взаимосвязи с конкретными

кимберлитоконтролирующими структурами и морфоструктурными элементами вмещающих осадочных пород и, в первую очередь, с теми из них, которые относятся к категории прогнозных предпосылок

Исследования особенностей развития базитовых образований рассматриваемой территории позволили в настоящей работе усовершенствовать разработанные ранее методические подходы специализированного структурно-формационного анализа для решения прогнозных задач при ведении поисковых работ на алмазы (Коробков, 1997; Коробков, Борис, Бондарев, 1997; Евстратов, Коробков, Новопашин, 2009; Коробков, Евстратов, 2010, 2011в, 2012; Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013; Коробков, 2014).

Необходимо уточнить, что практически комплекс этих приемов проводился в два этапа. Первый этап включал в себя применение дистанционных методов, таких как дешифрирование аэро- и космоснимков, морфоструктурный анализ современного рельефа, анализ геофизических магнитных полей, наложение на объемные модели рельефа карт магнитных полей с использованием геоинформационных технологий. На начальном этапе применение перечисленных методов позволило провести предварительное районирование исследуемой территории с выделением разных типов вулканоструктур и их групп. Здесь и далее под понятием вулканоструктура понимается неоднородный геологический объект, сформированный в результате многофазной вулканической деятельности. Вулканоструктура обладает закономерным строением, которое выражается в пространственной взаимосвязи комплекса эксплозивных, эффузивных и интрузивных субвулканических пород. Площади развития вулканоструктур могут занимать от первых десятков до сотен квадратных километров. В их строении принимают участие следующие элементы: эпицентральные области, включающие участки туфолавовых образований повышенной мощности, зоны подводящих каналов, инъективные блоки пород нижнего и верхнего палеозоя; потенциальные центры вулканических аппаратов; протяженные хонолитообразные интрузивные массивы; периферийные интрузии, определяющие внешние границы вулканоструктур. Также следует уточнить, что базитовые интрузивные тела, слагающие вулканоструктуры, по сути, являются субвулканическими. На это указывает, согласно геологическому словарю, их небольшая глубина залегания, генетическая связь с процессами вулканизма, выраженная в наличии прямых или косвенных сообщений с земной поверхностью в момент образования (Геологический словарь..., 1978). При этом в настоящей работе повсеместно под понятием интрузивные базитовые тела необходимо подразумевать их субвулканический характер.

Геологические карты являлись основой для вынесения обобщенных структурных и гидрографических границ вулканоструктур. В основе вынесения этих границ лежит постулат того, что смежно расположенные вулканоструктуры разделены так называемыми бестрапповыми или межтрапповыми «коридорами», которые слагаются в большинстве своем терригенными верхнепалеозойскими осадками. Подобные бестрапповые структуры были предложены Г.Х. Файнштейном (Методические рекомендации..., 1985) и в дальнейшем нашли

свое развитие в исследованиях М.И. Лелюха (1988). Так, под межтрапповыми (бестрапповыми) коридорами понимаются участки, соответствующие наиболее приподнятым частям структурно-денудационных выступов, палеоподнятиям карбонатного цоколя, а также ядрам складок облекания пермо-карбоновой эпохи (Там же. с. 226). Также в своей работе М.И. Лелюх отмечает, что в посттрапповую эпоху, как правило, по таким бестрапповым сублинейным структурам закладывалась современная гидросеть. (Там же. с. 227). При значительном эрозионном врезе в бестрапповых «коридорах» обнажаются нижнепалеозойские терригенно-карбонатные породы.

Современные графические способы визуализации геологических объектов с применением цифровых технологий дают возможность получать весьма наглядные объемные модели выделяемых вулканических структур. С этими целями был разработан ниже следующий алгоритм технологических приемов. Для изучения особенностей поверхности вулканоструктур использованы находящиеся в свободном доступе космоснимки спутниковой системы среднего разрешения (15-60 м/пиксел) Landsat ETM+. По мнению специалистов в области дистанционных методов исследования окружающей среды преимуществом съемок среднего пространственного разрешения являются их спектральные характеристики, в том числе: способность получения данных как в видимой и ближней, так и в средней и дальней инфракрасной частях спектра (Поцелуев, Ананьев, Житков, 2011). Согласно классификации дистанционных данных по уровням генерализации пространственному разрешению снимков, которое составляет от 15-30 до 60 м, соответствует локальный и региональный уровни генерализации в масштабном ряде 1:500 000 – 1:100 000. С учетом, того, что геологическую основу для районирования и оконтуривания отдельных вулканоструктур и групп составили материалы геологических съемок масштабов от 1:50 000 до 1:500 000, то использованные мультиспектральные космоматериалы полностью укладываются в данный масштабный диапазон. Говоря о представительности космоснимков, следует указать на то, что в содержательном отношении при сравнении разномасштабных данных генерализация приводит к потере информации, но в тоже время позволяет получать и подчеркивать качественно новую информацию, которая способствует выявлению новых объектов и закономерностей (Там же). При этом важно отметить, что дистанционные методы должны применяться в комплексе с другими видами исследований.

В настоящее время вся поверхность нашей планеты покрыта космическими снимками со спутников дистанционного зондирования. Они улавливают свет и другие виды излучений в разных спектральных каналах (диапазонах), которые отражаются от объектов, находящихся на поверхности Земли (Татарников, 2007). Снимки Landsat ETM+ разложены по нескольким каналам. Канал – это полоса частот электромагнитного спектра или цвет, видимый и не видимый человеческому глазу. Каждый канал в отдельности представлен монохромным (серая цветовая гамма) изображением. Характеристика использованных в исследованиях каналов приведена в таблице 3.1.

Таблица 3.1 – Описание спектральных каналов спутника Landsat ETM+ (по материалам (Диапазоны Landsat..., 2013) с изменениями)

№ канала	Пространственное разрешение, метр/пиксел	Спектральное/радиометрическое разрешение, нм
1	30	450-515
2	30	525-605
3	30	630-690
4	30	760-900
7	30	2080-2350

Каналы 1, 2 и 3 относятся к той части спектра, которая видима человеческому глазу и представляют собой видимые красный, синий и зеленый спектры. Остальные каналы лежат в невидимом диапазоне. Так канал 4 характеризует ближние инфракрасные тона, а 7-й канал отвечает области микроволнового излучения. Определенный алгоритм подготовки цветного изображения из монохромных человеческому глазу каналов, а также их комбинации дают возможность изучать и анализировать особенности рельефа и поверхностного слоя пород, в том числе почвенно-растительного. Отображение в монохромном канале, характеризуемом черно-белыми цветами и серыми оттенками, позволяет детализировать топографические текстуры и картировать низины и возвышенности, долины рек, резкие перепады абсолютных отметок рельефа и т.д. (рис. 3.1а). Комбинация 3, 2 и 1 каналов отображает так называемые естественные цвета земной поверхности, поскольку здесь задействованы каналы видимого человеческому глазу диапазона (рис. 3.1б). Так здоровая растительность выглядит зеленой, участки со скудной растительностью отличаются серыми оттенками, водные объекты – темно синими. Сочетание каналов №№ 7, 4, 2 представляет изучаемую поверхность в широком цветовом диапазоне от пурпурно-сиреневых цветов до ярко-зеленых и светло-оливковых (рис. 3.1в). При этом участки со здоровой, насыщенной и широколиственной растительностью представлены ярко зелеными цветами, а травянистые сообщества и кустарниковая растительность – зелеными, открытая почва детектируется ярко розовыми оттенками. Отмечается, что площади развития на дневной поверхности базитовых образований, в том числе вулканогенных, характеризуются бедной растительностью, что дает картинку насыщенных пурпурно-сиреневых цветов. Соответственно, подобные цвета могут визуальнo локализовать как эпицентральные части вулканоструктур, так и отходящие от них валообразные интрузивные массивы, подвергшиеся эрозионным процессам и имеющие сегодня выходы на дневную поверхность. Также этими цветами отображаются места выклинивания краевых частей этих массивов и вулканоструктур в целом, отмечающиеся резкими перепадами абсолютных отметок и выходами базитовых интрузий в естественных обнажениях в пределах речных долин. Здесь, в краевых частях вулканоструктур нередко открываются бронированные базитовыми образованиями терригенные отложения верхнего палеозоя, по которым

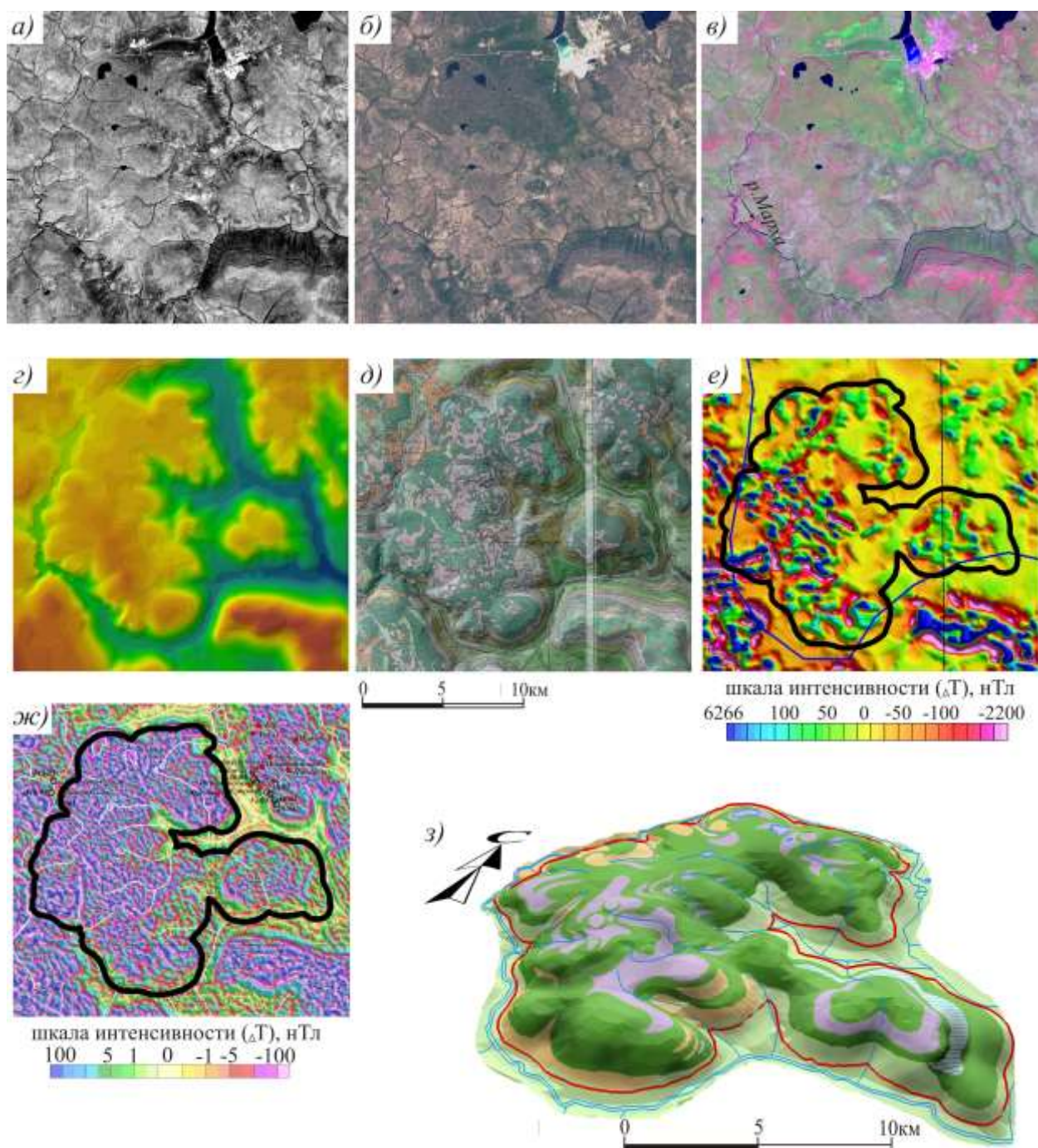


Рисунок 3.1 – Элементы создания модели вулканоструктуры (на площади Алакит-Мархинского кимберлитового поля): *a)-в)* – космоснимки, представленные в различных спектральных каналах: *a)* – канал 5; *б)* – комбинация каналов 3, 2, 1; *в)* – комбинация каналов 7, 4, 2; *з)* – объемная модель современного рельефа; *д)* – геологическая карта, наложенная на объемную модель; *e)-ж)* – сопоставление внешних контуров выделяемой вулканоструктуры с картой остаточных аномалий магнитного поля масштаба 1:500000 (*e)*) и с картой локальной составляющей магнитного поля по данным аэромагнитной съемки масштаба 1:10000 (*ж)*); *з)* – объемная геологическая модель

благоприятно развивается растительность, причем для лесных участков отмечается приуроченность оливково-зеленого цвета, а более темный цвет является показателем примеси хвойных пород. Это наблюдение указывает на то, что данные характерные для развитой растительности цвета обнаруживают свою полезность при картировании периферийных частей

вулканоструктур. Таким образом изучение космоснимков в разных комбинациях спектральных каналов на разных стадиях исследований носит вспомогательный характер, выражающийся в определении обобщенных границ развития различных элементов строения вулканоструктур.

Поскольку сведение всех необходимых элементов по отдельно взятой вулканоструктуре на единую картографическую основу не представляется возможным из-за сильной перегруженности и трудного восприятия, ее картографический образ отображён на нескольких иллюстрациях, которые формируют единый графический комплект, необходимый для изучения элементов строения вулканоструктуры. При этом среди всей совокупности элементов строения магматических образований, здесь нашли своё отражение только те, которые, по сути, и определяют сам образ подобных вулканоструктур.

На начальной стадии проводилась оцифровка изолиний (рис. 3.1*г*) по картам рельефа современной дневной поверхности в масштабе, необходимом для достаточного охвата выделяемой вулканоструктуры и ее ближайших флангов. Также для получения объемного образа рельефа и отображения вещественного наполнения структур на современной поверхности в отдельных случаях применялись космоснимки (рис. 3.1*а-в*). При дальнейшем анализе для оценки особенностей рельефа и определения наиболее оптимальных пространственных позиций наблюдения выделяемых объектов полученные модели просматривались под разными углами освещения. Данная процедура позволяла, в том числе, выявлять важные элементы строения вулканоструктур, а именно: крупные эпицентральные куполо-горсты с отходящими от них интрузивными массивами, отдельные изометричные купола и наиболее возвышенные локальные морфоструктуры, потенциально определяемые как неки эродированных палеовулканических построек. В семидесятых годах прошлого столетия уже проводились исследования с выделением эпицентров вулканоструктур. Так, в частности А.И. Скрипиным в ходе тщательного картирования обнаженной поверхности трапповых тел обнаружено большое количество участков термально измененных пород в виде базальтоидов и роговиков. Эти участки имели изометричную овальную форму в плане (размерами 50-100 до 150-150м) и в рельефе выделялись как куполовидные поднятия высотой до 70-100 м в области проявления туфов (в окрестностях карьера Айхал, скв. 6624, 6725, 3036, между скв. 2020 и 2810, скв. 6820 и 6822) (Методические рекомендации..., 1978, с. 21).

Далее, после проведенного анализа морфоструктурных характеристик, определялась генетическая природа выделенных элементов посредством наложения геологической карты (рис. 3.1*д*), а также разномасштабных карт магнитных полей на данный рельеф (рис. 3.1*е,ж*). При этом использовались результаты аэромагнитных съемок масштабов 1:10000 и 1:500000, выполненных Амакинской ГРЭ (Салихов, Морозова, Цой. и др., 2008ф) В настоящих исследованиях для картирования базитовых вулканоструктур использовалась карта локальной

составляющей магнитного поля, составленная по данным аэромагнитной съемки масштаба 1:10000, и карта остаточных аномалий магнитного поля масштаба 1:500000 по материалам Амакинской ГРЭ. Причем локальная составляющая магнитного поля рассматривается нами, поскольку она вызвана, в отличие от остальных составляющих реального магнитного поля, телами, залегающими в непосредственной близости к земной поверхности. Применение карт остаточных аномалий магнитного поля регионального масштаба также позволяет наблюдать интенсивные неоднородности, вызванные интрузивными базитовыми телами, но уже в более генерализованном виде, который предполагает отображение наиболее контрастных аномалий, создаваемых наиболее мощными участками развития интрузивных тел.

В модельных построениях в качестве геологической основы использовались материалы геологической карты Якутии масштаба 1:500000 (листы Q-49-A-Г, автор М.Я. Фолисевич, под редакцией В.А. Ян-Жин-Шин, 1985 г.), а также геологических карт масштаба 1:100000, составленных специалистами Амакинской ГРЭ на территорию Алакит-Мархинского кимберлитового поля в рамках различных объектов. В ходе данной работы производилось как уточнение общих границ вулканоструктур, так и определение

деталей многих отдельных элементов строения этих структур.

Приведенные выше процедуры первого этапа изучения вулканоструктур являлись обязательными для всех выделяемых объектов. На тех участках исследуемой территории, где наблюдалась низкая плотность скважин или вовсе их отсутствие подобные дистанционные методы представляли единственную возможность на сегодня для районирования и определения характера проявленности структурных и морфоструктурных факторов прогноза через формы их отображения в особенностях строения вулканоструктур.

Следующий этап исследований охватывал только те участки и площади, где имеется в достаточной мере плотный каркас буровых скважин. Здесь необходимо заметить, что весьма часто при увязке разрезов не учитывается искажающее влияние, вызванное десятикратным укрупнением вертикального масштаба (1:1000) над погоризонтным (1:10000), что, в свою очередь вызывает появление неоправданных тектонических границ и искусственных картографических разломов, «пронизывающих» мощные интрузии долеритов. Для снятия подобных негативных моментов подбирались и были использованы наиболее оптимальные варианты соотношения масштабов (от 1:6 до 1:8), в зависимости от наибольшей информативности при размещении на листе. Таким образом, была достигнута цель максимального упрощения морфологии трапповых тел для решения задач геолого-геофизического моделирования. Элементы этого моделирования по возможности также учитывались уже и при самой увязке разрезов. В ходе анализа информации на данном этапе наибольшую важность приобретают построения карт изопахит интрузивных массивов в

пределах каждой выделяемой вулканоструктуры. Уже сегодня, учитывая опыт подобных исследований в границах различных участков с разной плотностью скважин, можно обоснованно говорить о том, что распределение основных объемов интрузивного расплава изученных вулканоструктур имеет свои установленные характерные закономерности. Подтверждением этого является установленный факт того, что максимальные мощности интрузивных массивов каждой из изучаемых вулканоструктур всегда приурочены к эпицентральной частям – куполо-горстам, характеризующиеся также наиболее возвышенными отметками в современном рельефе (рис. 3.2). Отходящие от эпицентральных частей вулканоструктур крупные интрузивные массивы имеют радиальный характер распространения. В районе эпицентров эти массивы имеют повышенную мощность, плавно уменьшающуюся вдоль их длинных осей от эпицентров к периферии структур. Мощности же данных массивов при изучении их в поперечном разрезе демонстрируют более контрастное изменение. Следует отметить, что для восстановления истинной мощности интрузивных образований вулканоструктур, отдельная часть объема которых уничтожена эрозионными процессами, применялась методика расчленения интрузивных массивов по данным каротажа магнитной восприимчивости (Расчленение интрузивных долеритов..., 1987). Важно указать, что при исследовании особенностей распределения мощностей базитовых интрузий в плане также учитывался погребенный рельеф карбонатного цоколя, а также все структурные элементы венд-нижнепалеозойского кимберлитовмещающего основания. В данном случае устанавливается, что почти все оси протяженных интрузий вулканоструктур имеют ориентировку вдоль тальвегов верхнепалеозойской гидросети, унаследовано заложенной, в свою очередь, по среднепалеозойским линейным депрессиям. Это же наблюдение описал в своей работе А.И. Скрипин, указывая на то, что «траппы приурочены к наиболее пониженным участкам размытого допозднепалеозойского фундамента» (Методические рекомендации..., 1978, с. 19). Сегодня эти наблюдения подтверждаются и уточняются многочисленными разрезами, построенными по данным бурения. Так, устанавливается, что векторы движения базитовых расплавов, овеществленных в сформированных протяженных интрузивных массивах, повсеместно направлены вверх и вдоль долин палеоводотоков.

Для изучения выделяемых вулканоструктур важной задачей также является картирование эпицентров структур и определение расположения центров извержений. В этой связи одним из условий успешного решения данной задачи послужило создание модели развития эксплозивных образований. Изучение туфогенных образований, сформированных на начальных этапах развития вулканоструктур в периоды наибольшего развития эксплозивно-эффузивных процессов вулканической деятельности, по многим структурам на северо-востоке

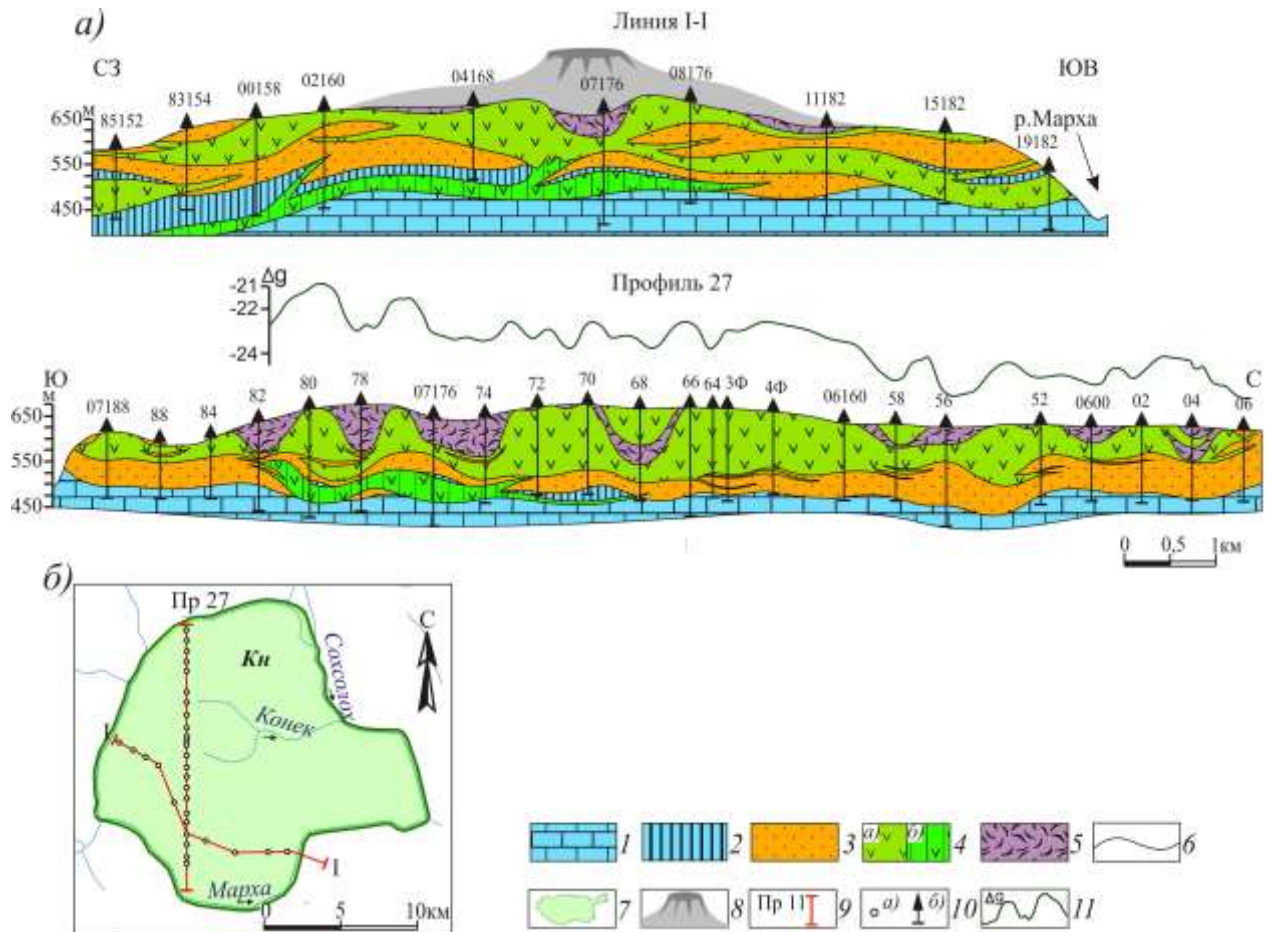


Рисунок 3.2 – Модельные геологические разрезы выделенной вулканоструктуры (а) и схема размещения в пределах ее обобщенных гидрографических границ (б).

1 – терригенные отложения нижнего палеозоя; 2 – инъективные блоки пород нижнего палеозоя; 3 – отложения верхнего палеозоя; 4 – интрузии долеритов (а), в том числе в зонах подводящих каналов (б); 5 – туфы; 6 – геологические границы; 7 – обобщенные гидрографические границы вулканоструктуры на плане; 8 – эродированные части вулканических построек; 9 – линии профилей (геологических разрезов) и их номера; 10 – скважины: в плане (а); на разрезе (б); 11 – графики гравитационного поля

Тунгусской синеклизы показывают закономерное полифациальное строение (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013; Коробков, 2014). В составе эпицентральных частей вулканоструктур наблюдается широкое развитие крупнообломочных, в том числе и агломератовых туфов с явным преобладанием в составе эндогенного обломочного материала – базальтов, витробазальтов, обломков стекла и нижнепалеозойских карбонатных пород. При удалении от эпицентров извержений туфогенных пород отмечается закономерное уменьшение эндогенных обломков в их количественных и размерных соотношениях, а также сокращение ксенолитов нижнепалеозойских пород. В краевых частях вулканоструктур находят свое развитие уже туфогенно-осадочные породы, а именно: слоистые мелкообломочные туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, пепловые и пизолитовые туфы. Экзогенный материал в

составе данного набора пород представлен, в основном, мелкими обломками верхнепалеозойских терригенных отложений.

Задачи по районированию вулканогенных образований, а также по определению местоположений эпицентральных областей и зон развития подводящих каналов решались путем проведения специализированного фациального анализа. Методика его проведения заключалась, в том числе, в анализе и изучении многочисленных частных разрезов туфогенной толщи, вскрытых бурением (Там же). Особое внимание уделялось сбору и анализу информации по строению туфовой толщи с выделением трех основных литотипов, образовавшихся при разном удалении от предполагаемых эпицентральных областей извержений и формирующих соответственно различные фациальные комплексы: субжерловый, промежуточный и туффитовый. Впоследствии, эта информация, содержащая также данные по вскрытым мощностям отложений, нашла свое отражение при создании схем строения взрывчатых образований для выделяемых объектов. При составлении таких схем главный методический прием основывался на принципе определения и вынесения на план границ развития туфов, в основе которого лежит постулат о том, что все туфогенные образования повсеместно «подстилаются» интрузивными телами долеритов. Здесь исключением из правила служат туфогенно-осадочные породы, представленные пепловыми частицами, которые, при удалении от эпицентров извержений на значительные расстояния, осаждались в водной среде в виде маломощных линз и прослоев.

В ходе изучения туфогенных образований установлено прямое влияние рельефа кровли трапповых массивов на характер распределения туфов, и что, в свою очередь, определяется мощностью этих массивов. Так, картирование общих границ распространения туфов и площадей, где отмечается их различная мощность, проводилось с учетом изопакитов постылающих интрузивных пород, где устанавливалось «вложение» максимальных мощностей туфов в наиболее пониженные участки траппового рельефа и наоборот. В рамках составления схем строения взрывчатых и эффузивных образований наряду с построением частных разрезов использовались также материалы НИР, в том числе результаты исследований туфогенных отложений, проведенных Амакинской ГРЭ (Салихов, Морозова, Цой и др., 2008ф), и результаты выделения лавовых покровных образований (Камышева, Солоненко и др., 1975ф; 1978ф; 1981ф) на площади Алакит-Мархинского поля. К сожалению, необходимо констатировать, что на значительной части исследуемой территории информация о строении и развитии туфолоавовых покровных образований оказалась просто утерянной в связи с тем, что во многих скважинах разрезы туфогенных образований проходились без отбора керна, а в документации других скважин просто отсутствует описание структурных особенностей. Тем не менее, исходный материал, который удалось собрать при проведении исследований, был

использован при анализе строения туфовой толщи и при самом построении схемы её площадного развития. Так при сопоставлении результатов выделения эффузивных образований (Камышева, Солоненко и др., 1975ф) с эпицентральной областью, отмечена их пространственная сопряженность, что указывает на правильность картирования эпицентральной области вулканоструктуры и наличие в пределах базитовых структур собственных вулканических аппаратов. В этих же областях по материалам Амакинской ГРЭ (Салихов, Морозова, Цой и др., 2008ф) во многих скважинах установлено преобладание средне- и крупнообломочных туфов, характерных для субжерловых и жерловых фаций (рис. 3.3).

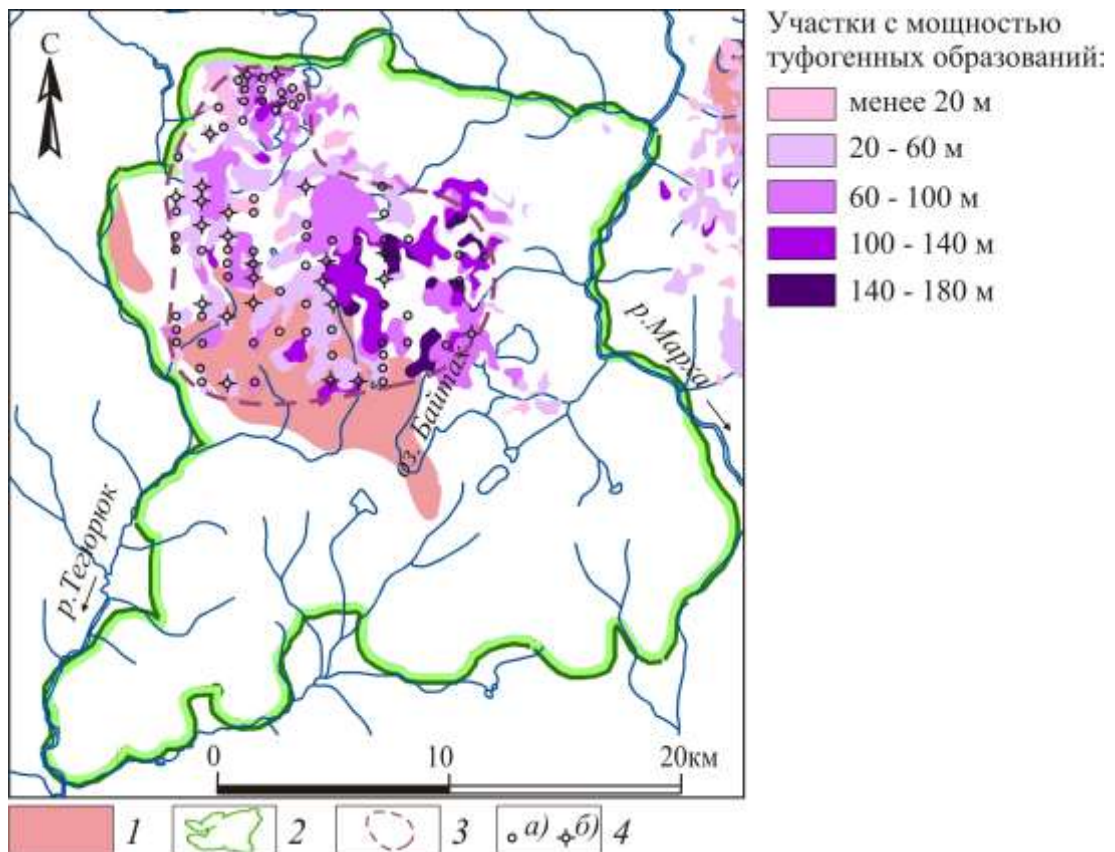


Рисунок 3.3 – Схема строения покровных туфолоавовых образований на прмере Байтахской вулканоструктуры

1 – участки развития эффузивной фации траппов (базальты, витробазальты) по материалам Солоненко О.А. и Камышевой Г.Г. (1975ф, 1978ф, 1981ф); 2 – контур развития интрузивных тел вулканоструктуры; 3 – контур эпицентральной области, определяемый по данным развития туфов; 4 – скважины, где в разрезе туфогенной толщи преобладают: а – туфы средне- крупнообломочные; б – туфы крупнообломочные

Необходимым условием для выделения эпицентральных областей вулканоструктур стала совокупность следующих элементов:

- крупные куполо-горсты, образованные наиболее мощными интрузивными массивами;
- обязательное наличие в межкупольном пространстве инъективных блоков и поднятий пород нижнего палеозоя;

- повышенные мощности эксплозивных образований;
- наличие эффузивных образований;
- широкое развитие и преобладание среди эксплозивных образований жерловых и субжерловых фаций.

В результате исследований была установлена пространственная сопряженность именно этих выше перечисленных элементов, что представляет собой характерную черту всех эпицентральных частей вулканоструктур, изученных автором в пределах северо-восточного обрамления Тунгусской синеклизы.

Заключительная стадия выполненных исследований включала в себя составление картографических моделей вулканоструктур и выделение их эпицентральных областей с отдельными локальными эпицентрами (рис. 3.4). Разработка этих моделей явилась главным результатом вышеописанных стадий исследований и была положена в основу совершенствования общей концепции развития базитового магматизма на северо-востоке Тунгусской синеклизы. Данная концепция направлена на объяснение развития всего магматического комплекса в единой геологической последовательности.

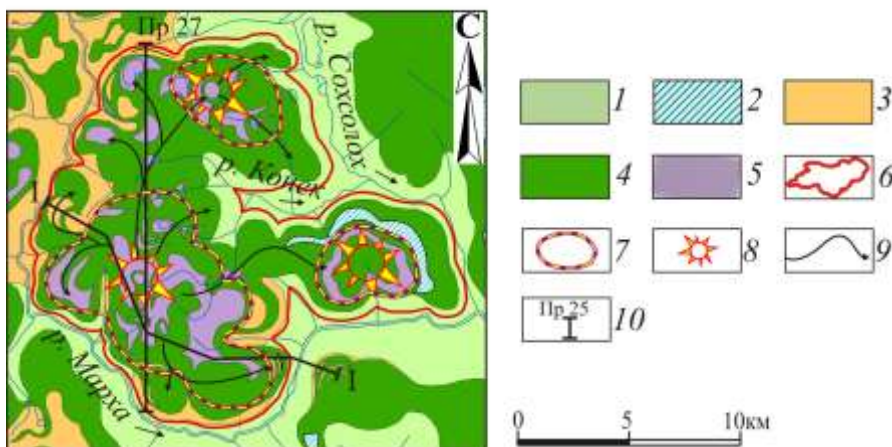


Рисунок 3.4 – Схема геологического строения Конекской вулканоструктуры с выделяемыми ее элементами:

1 – терригенные отложения нижнего палеозоя; 2 – инъективные блоки пород нижнего палеозоя; 3 – отложения верхнего палеозоя; 4 – интрузии долеритов; 5 – туфы; 6 – обобщенные границы развития интрузий долеритов в пределах выделяемой вулканоструктуры; 7 – предполагаемые эпицентральные области; 8 – предполагаемые эпицентры вулканических аппаратов; 9 – предполагаемые главные направления движений магматических расплавов; 10 – линии профилей (геологических разрезов) и их номера

С позиции прикладного значения полученные модели помимо сведений общего характера о строении вулканоструктур также отражают все элементы, необходимые для проведения локального прогнозирования погребенных коренных и россыпных месторождений алмазов с использованием структурно-тектонических, морфоструктурных и магматических факторов. В основе построения картографических моделей выделяются следующие элементы:

- внешние контуры развития вулканоструктур, определяющие также их современные границы;
- векторы направлений латерального перемещения магматических расплавов от эпицентров к их периферии;
- участки развития эффузивных пород;
- границы участков повышенной мощности эксплозивных образований и участков налегания интрузивных тел на породы карбонатного цоколя;
- контуры инъективных блоков нижнепалеозойских пород;
- наиболее возвышенные части вулканоструктур – предполагаемые эпицентры.

Для определения характеристик элементов составляющих модели вулканоструктур важным моментом являлось построение серий как меридиональных, так и широтных геолого-геофизических разрезов. Помимо данных по буровым скважинам для интерпретации геологических границ в межскважинном пространстве, находили в отдельных случаях свое применение данные профильных геолого-геофизических маршрутов.

Морфоструктурный анализ кимберлитовмещающих терригенно-карбонатных отложений нижнего палеозоя позволил оптимально подойти к решению задачи по установлению общего структурного плана венд-нижнепалеозойских отложений. Одновременно с этим определялась степень отражения положительных форм палеорельефа, таких как древние водораздельные пространства, в отдельных элементах строения выделяемых вулканоструктур.

Исследования этого направления включали на отдельные участки карт построение и анализ изопахит интрузивных образований, а также частичную реконструкцию древнего рельефа с установлением палеогеоморфологических элементов, таких как тальвеги палеоводотоков и локальные водоразделы. Для этого применялись, в том числе, данные каротажа (по материалам Амакинской ГРЭ), позволившие с большей точностью выполнить стратиграфическое расчленение разновозрастных образований. Определение значения локальных структур в ранге эндогенных факторов рельефообразования было обусловлено установлением субпараллельности поверхности рельефа карбонатного основания и более глубинных структурных поверхностей, для чего проведен корреляционный анализ представительной выборки пар абсолютных отметок, принадлежащих сравниваемым погоризонтным планам. В результате изучения полученных данных сопоставления разногоризонтных поверхностей были установлены основные структурные элементы кимберлитовмещающего основания, а также определены их характерные и отличительные особенности (Евстратов, Коробков, 2011а, 2011б; Евстратов, Новопашин, Коробков, 2009б; Коробков, 1999, 2001в, 2007; Коробков, Борис, Бондарев, 1997; Коробков, Евстратов, 2011в;

Коробков И.Г., Евстратов А.А., Коробкова, 2010; Коробков, Шахурдина, 2011; Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013; Korobkov, Novopashin, Evstratov, 2012).

Описание *особенностей вещественного состава вулканических и интрузивных пород* опиралось как на изучение керн скважин, так и на обработку материалов петрографического и петрологического изучения образцов из коллекций других исследователей, в том числе И.Г. Коробкова, В.П. Ледневой, ВЛ. Масайтиса, М.С. Мащака, А.В. Округина, Б.В. Олейникова, А.А. Рябченко, Е.В. Тугановой. Всего в ходе исследования нашли свое место результаты изучения более 270 образцов. При этом были проанализированы петрохимические исследования, которые включали проведение силикатного анализа, выполненного, в свою очередь, по стандартным методикам в центральных аналитических лабораториях ПГО «Приленскгеология» и ПГО «Якутскгеология», а также ВСЕГЕИ.

С целью уточнения закономерностей размещения вулканоструктур в пределах северо-восточного борта Тунгусской синеклизы, использовались материалы разномасштабных аэромагнитных съемок, выполненные Амакинской геологоразведочной экспедицией на отдельных площадях.

Таким образом, представленные выше методические подходы исследований с учетом вещественных характеристик базитовых образований позволили на основе структурно-формационного анализа картировать отдельные вулканоструктуры, создавать их пространственно-объемные геолого-геофизические модели и уточнять общую схему базитового магматизма на северо-востоке Тунгусской синеклизы. Полученная при этом совокупность графических материалов, на основе которых проводились модельные построения с выделением конкретных базитовых вулканических структур и картирование определенного набора элементов их строения, также позволяет сформулировать первое защищаемое положение: «Усовершенствованный комплекс методических приемов с использованием современных геоинформационных технологий позволяет выделять главные структурно-морфологические элементы базитовых вулканоструктур: внешние контуры, эпицентральные области, площадное распределение мощностей интрузивных массивов».

4. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ БАЗИТОВЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР

На исследуемой территории в современном геологическом строении базитовые образования играют весьма значительную роль. При этом только на дневной поверхности их площади развития варьируют от 60 до 80% и более. В течение многолетних специализированных исследований, результаты которых нашли отражение в тематических работах разных исследователей, проведено изучение особенностей и последовательности формирования базитовых вулканогенных и интрузивных образований, взаимоотношений пород трапповой формации с вмещающими образованиями и между собой. Основываясь на полученных результатах выполнено районирование северо-восточного борта Тунгусской синеклизы с выделением в его пределах древних вулканических структур различного порядка.

4.1. СТРОЕНИЕ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ВУЛКАНОГЕННЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В результате зарождения мощных вулканических процессов Тунгусской мегавулканоструктуры и их закономерного развития, сегодня на исследуемом северо-востоке синеклизы наблюдаются яркие следы той деятельности траппового магматизма. Во время развития магматических процессов от центра Тунгусской синеклизы к краевым частям нарушению подвергалась слоистая часть осадочного чехла, представляющая собой наиболее благоприятную для проницания среду. В верхние уровни венд-нижнепалеозойского структурного яруса внедрялись полого восстающие интрузивные тела, которые представляли собой подводящие каналы для последовательно развивающихся серий вулканоструктур. При этом более ранние порции расплава внедрялись по наиболее короткому пути, как бы «отрезая» и бронируя дорогу для более поздних. Соответственно, уже последующие порции внедрялись по более низким гипсометрическим уровням, продвигаясь при этом на более дальние расстояния чем предыдущие и находили высвобождение своей тепловой и динамической энергии в слаболитофицированных отложениях верхнего палеозоя, где, собственно, и происходило извержение магматитов на поверхность (рис. 4.1a). Указанная энергия, высвобождающаяся в процессе внедрения и эксплозии, достаточно серьезно оказала влияние не только на структуру вмещающих образований, но и на их вещественный состав, что подтверждается наличием в пределах интрузий деструктивных деформаций в виде инъективных приподнятых блоков вмещающих пород, нередко с их латеральным смещением, а

также контактовым метаморфизмом и гидротермальными образованиями во вмещающих нижне- и верхнепалеозойских отложениях. Хотя трапповый магматизм и охватывал достаточно обширные территории, его проявления, в том числе и на северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы, отмечались дискретным характером и занимали локальные площади. Для всей восточной части Тунгусской синеклизы следует отметить, что проявления магматизма зачастую формировали субмеридиональные линейно-изогнутые цепочки, как отдельных вулканоструктур, так и их групп (рис. 4.1б). При этом, данные цепочки занимали положение в крест основным восточным направлениям движения магматических расплавов. Все это привело к формированию достаточно сложной геологической обстановки, а наложившиеся в более поздний период эрозионные процессы уничтожили основные объемы вулканических построек. В исследуемой северо-восточной части синеклизы эрозионно-денудационными процессами также частично, а местами и полностью, уничтожены интрузивные тела палеовулканоструктур, обнажая при этом корневые части структур и их подводящие каналы.

Выполненные в настоящей работе палеовулканические реконструкции дали возможность картировать на изученной территории различные по форме и строению вулканоструктуры с определенным набором составных элементов и отличительным вещественным наполнением. Строение каждой выделяемой вулканоструктуры характеризуется участием трех основных комплексов пород: вулканогенных, интрузивных, а также метаморфических и гидротермальных. Ниже приводится характеристика этих групп базитовых образований.

Вулканогенные образования

Эксплозивные и эффузивные породы, образовавшиеся в период позднего палеозоя – раннего мезозоя, формируют единый вулканогенный комплекс на исследуемой территории и подразделяются на две основные группы. Для первой группы характерны разнообломочные туфы и вулканогенно-осадочные породы (туффиты). Вторая же группа включает в свой состав базальты и витробазальты.

В стратиграфическом разрезе вся туфовая толща в пределах северо-востока Тунгусской синеклизы включена в объём алакитской свиты (P₂-T_{1a}l).

Продукты извержений и излияний на дневную поверхность по своему составу отвечают базальтам и представляют собой литифицированные и изменённые породы, окрашенные в цвета от зеленовато-серого до тёмно-серого.

Согласно основным принципам классификации «Петрографического кодекса...» (2009), а также принимая во внимание морфологические и гранулометрические характеристики

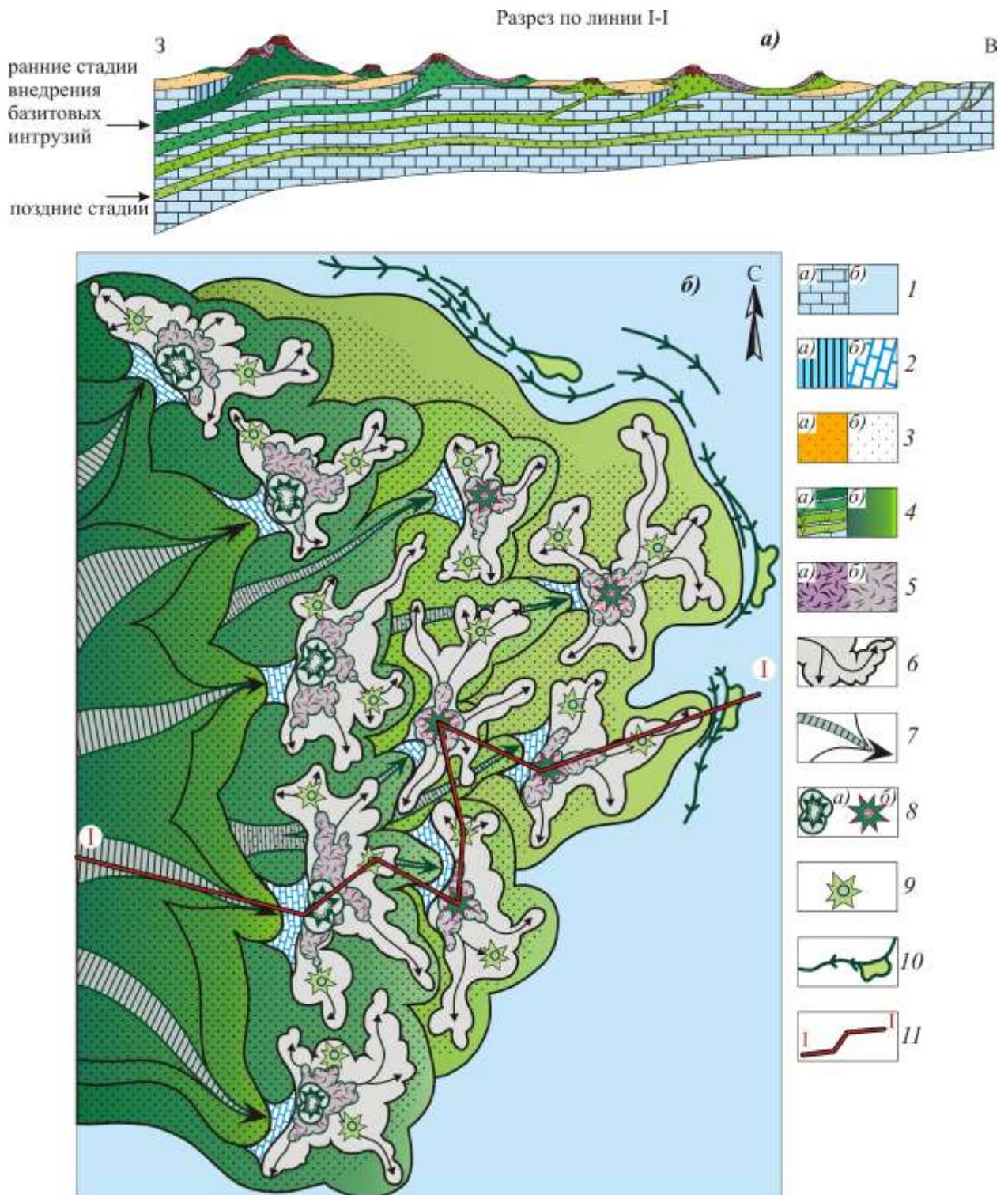


Рисунок 4.1 – Принципиальная схема особенностей размещения и развития базитовых вулканоструктур на востоке Тунгусской синеклизы на разрезе (а) и в плане (б) (по (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013).

1 – терригенные отложения нижнего палеозоя: на разрезе (а); в плане (б); 2 – инъективные блоки пород нижнего палеозоя в зонах подводящих каналов: на разрезе (а); в плане (б); 3 – отложения верхнего палеозоя: на разрезе (а); в плане (б); 4 – разноглубинные внедрения интрузий долеритов: на разрезе (а); в плане (б); 5 – эксплозивные образования эпицентральных областей вулканоструктур: на разрезе (а); в плане (б); 6 – протяженные интрузии долеритов, их осевые линии и вектора движения магматического расплава; 7 – основные направления движения магматического расплава в зонах подводящих каналов; 8 – эпицентры вулканоструктур: многофокусные (а); однофокусные (б); 9 – эпицентры сателлитных вулканоструктур; 10 – корневые части эродированных вулканоструктур; 11 – линия разреза

обломочного материала, среди вулканогенных образований на рассматриваемой территории выделяются две основные группы: вулканокластические (пирокластические) и вулканогенно-осадочные (туффиты).

Вулканокластическая группа объединяет породы, сформированные в ходе накопления горячего вещества с определенным количеством ксеногенных обломков прорываемых отложений, среди которых отмечаются витро- и гиалобазальты, вулканическое стекло, микродолериты и полнокристаллические долериты. К субжерловой фации относятся туфоагломераты, включающие в себя крупнообломочные туфы, где размер обломков варьирует от 1 до 5 см, а также агломератовые туфы, с размерами обломочного материала от 5 до 50 см и более. Данные туфы распределены достаточно ограниченно среди вулканогенной толщи, а участки их преобладающего развития характеризуются незначительными размерами по площади и пространственно приурочены к эпицентральной частям выделяемых вулканоструктур.

Максимальные мощности крупнообломочных туфов, вскрытые буровыми скважинами, не превышают 15-20 м, а агломератовых туфов – 5-10 м. Следует заметить, что данная группа вулканокластических образований слагала наиболее высокие ярусы эксплозивных формирований, которые в современном срезе уничтожены более поздними эрозионными процессами. В целом максимальные мощности туфогенных пород пространственно приурочены к пониженным частям «траппового рельефа» и по данным бурения на смежных к югу территориях от исследуемого района достигают 150-180 м.

Наиболее широким площадным развитием среди вулканогенных образований пользуются туфы литовитрокластические. Они занимают промежуточное положение между субжерловыми агломератовыми туфами и туфогенно-осадочными образованиями.

Вторая группа вулканогенных образований включает вулканогенно-осадочные породы, представляющие собой остывшие продукты эксплозивной деятельности, а также осадочного материала. Наиболее распространены мелкопсефитовые туффиты, туфопесчаники и пизолитовые туфоалевролиты.

В ходе структурно-формационного изучения траппового магматизма, включающего и фациальный анализ туфогенных пород, установлено, что заложение и развитие на исследуемой территории вулканоструктур с направлением вектора движения развития с запада на восток и последующих процессов их деструкции оказали значительное влияние на распределение литолого-фациальных комплексов туфогенных образований (рис. 4.2).

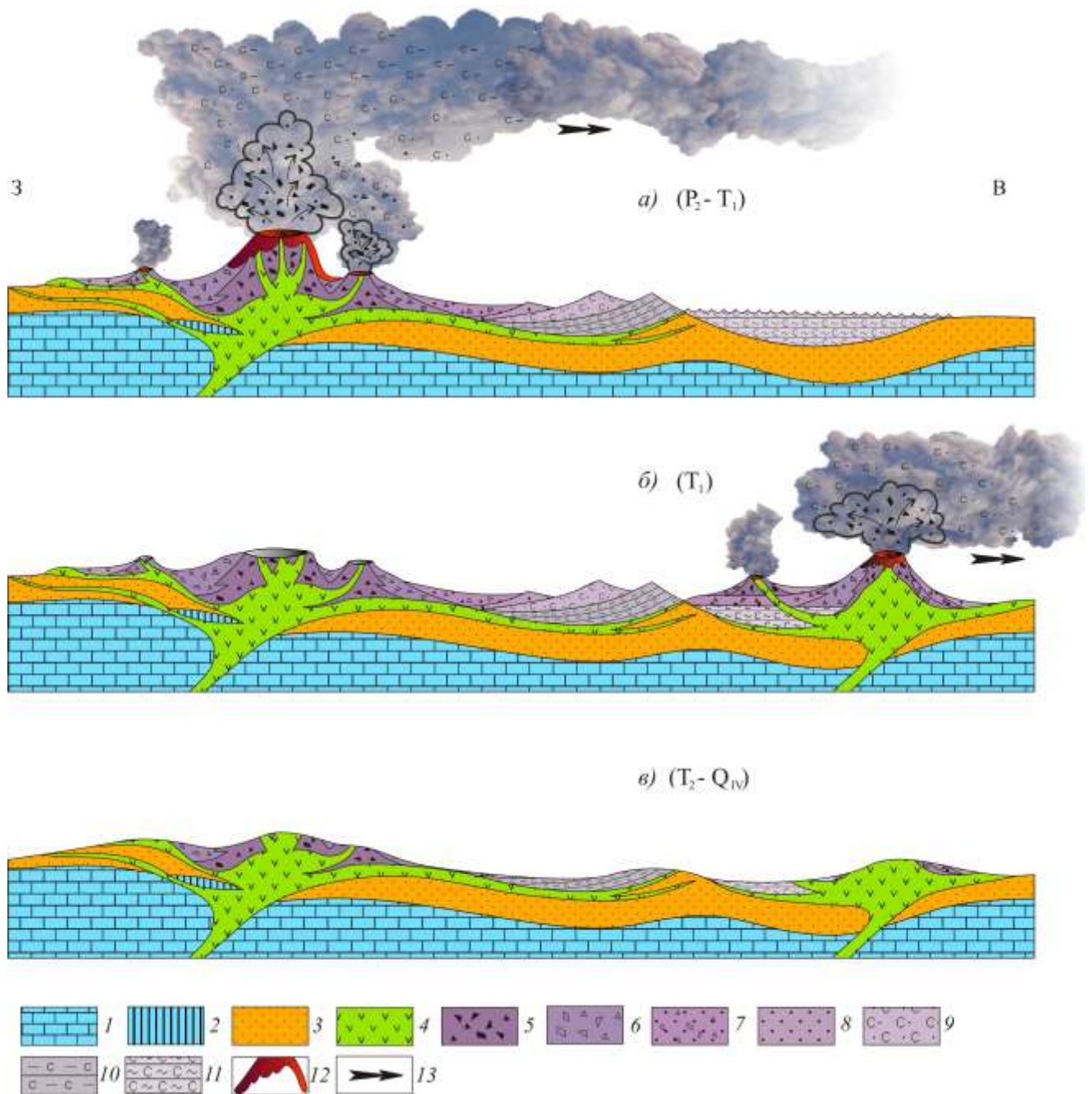


Рисунок 4.2 – Принципиальная схема эволюции туфогенных образований вулканоструктур в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы (по (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013).

1 – терригенные отложения нижнего палеозоя; 2 – инъективные блоки пород нижнего палеозоя в зонах подводящих каналов; 3 – отложения верхнего палеозоя; 4 – интрузии долеритов; 5-11 – туфогенные образования: 5 – глыбовый агломератовый туф; 6 – грубообломочный агломератовый туф; 7 – крупнолапиллиевый (крупнопсефитовый) туф; 8 – мелколапиллиевый крупнообломочный (крупнопсефитовый) туф; 9 – среднеобломочный (псаммитовый) туф; 10 – мелкообломочный (алевритовый) туф; 11 – тонкообломочный (пелитовый) туф; 12 – лавовые потоки (базальты); 13 – основное направление переноса и отложения туфогенно-осадочных образований

На исследуемой территории вулканогенно-осадочные породы составляют основной объем нижнеалакитской подсветы (P₂-T₁a₁), а пирокластические преобладают в разрезе верхнеалакитской (P₂-T₁a₂).

Вулканоогенно-осадочные образования формируют уже следующую группу пород, включая мелкопесфитовые туфопесчаники, туффиты, пепловые туфы. Эти породы образовались на более значительном удалении от эпицентров извержения, при этом условием их осадконакопления часто служила водная среда. В качестве главного отличия их вещественного состава следует отметить большее количество терригенного материала, варьирующее от 20-30 % до 50-70 %. Распределение обломочного материала имеет неравномерный характер. Достаточно часто отмечаются прослои мощностью от 1 до 10 см с относительно выраженным гранулометрическим составом, что обуславливает горизонтальную параллельную, полого наклонную и другие типы слоистости. На перенос и отложение туфового материала водными потоками указывает мелкая и тонкая косая однонаправленная слоистость, которая в отдельных случаях устанавливается в наиболее тонких разностях туффитов.

В целом, исследования особенностей распределения туфогенных пород в пределах всей восточной части Тунгусской синеклизы устанавливают их широкую фаціальную изменчивость, как в вертикальном разрезе, так и в площадном отношении. Причем в разрезе нередко наблюдается следующая последовательность (снизу вверх) туфогенных осадков: пепловые туфы → туффиты → литовитрокластические туфы иногда с резким увеличением размеров обломочного материала. В виду возможного выпадения какого либо типа из разреза данная последовательность может нарушаться. Установление в разрезе и по латерали определенных преобладающих туфогенных типов позволяет формировать общую картину формирования эксплозивных образований вулканоструктур, а также уточнять пространственное расположение эпицентров извержений.

Во вторую основную вулканогенную группу входят *эффузивные образования*, представленные на исследуемой территории останцами базальтовых и витробазальтовых покровов. Эти образования являлись обязательным самым верхним элементом строения всех вулканоструктур. В современном плане покровы базальтов в наибольшей степени сохранились в центральной и северных частях Тунгусской мегавулканоструктуры. На исследуемой территории подобные покровы наблюдаются на локальных участках в пределах отдельных вулканоструктур. Ближайшие же площади, где в большей степени сохранились развитые эффузивные образования, отмечены на смежных территориях – в верховьях р. Улахан-Вава и р. Вилюй, и где эти покровы слагают вершину Хурингда-Юрейского плато. Согласно В.Л. Масайтису (1958) картируемые на этой территории разрезы покровов характеризуются трехчленным строением, где в основании отмечаются тонкозернистые плотные базальты, нередко имеющие миндалекаменное строение, в центральной части залегают долерито-

базальты со столбчатой формой отдельности, а в верхних частях покровов размещаются миндалекаменные базальты. Мощности отдельных эффузивных покровов составляют до 20-25 м.

На исследуемой территории в ходе проведения Амакинской экспедицией детальных алмазопроисловых работ в пределах Алакит-Мархинского кимберлитового поля были вскрыты бурением останцы покровных образований мощностью до 30-50 м (Камышева, Солоненко и др., 1975ф, 1978ф, 1981) определенные как базальты, витробазальты и порфиновые витробазальты (их химические составы приведены в таблице 4.1). Они также были изучены по отдельным береговым обнажениям. Часто эти образования перекрывают эксплозивные породы.

Интрузивные образования

Рассматривая весь комплекс магматических пород, участвующих в формировании вулканоструктур, очевидным является доминирующее положение интрузивных образований, которые в целом и определяют границы развития самих вулканоструктур (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013). Строение интрузивных тел довольно сложное и представлено залежами неправильной формы с раздувами и сужениями, обуславливающими резкие перепады мощностей. От основных трапповых тел нередко образуются апофизы и дайкообразные ответвления, которые, в свою очередь, связаны с зонами крутопадающих тектонических нарушений. Все это указывает на то, что определение данных интрузий в категорию пластовых тел или силлов, носит обобщенный характер. В разрезе эти тела залегают на различных стратиграфических уровнях, пересекают отложения разных возрастов, что продиктовано избирательным внедрением базитового расплава в большей степени ослабленные участки вмещающих пород. Подобные участки характерны для следующих геологических ситуаций: базальные горизонты верхнепалеозойских отложений; геологические границы между корами выветривания и неизменными образованиями нижнего палеозоя; геологические границы между терригенными верхнепалеозойскими и нижнепалеозойскими терригенно-карбонатными отложениями. Практически повсеместно отмечаются резкие контакты трапповых интрузий с вмещающими породами.

Внедрение интрузивных магматических расплавов происходило после эксплозивно-эффузивных вулканогенных процессов и формирования туфовой толщи. На это указывают активные, горячие контакты с туфами, а также инъекции магматитов и их маломощные

**Таблица 4.1 – Химический состав базальтов Алакит-Мархинского кимберлитового поля
(по материалам Г.Г. Камышевой, О.А. Солоненко (1975ф, 1978ф, 1981ф))**

№ скважины (обнажения)	Тип породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	п.п. п.	Sum. расч	Sum.	Раз- ность
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Участок Мархинский, 1978 г.																		
469	базальты	49,35	1,54	15,44	3,43	8,16	0,00	7,75	10,78	1,87	0,30	0,130	0,00	0,52	0,70	99,97	99,45	-0,52
509 (n = 2)		49,30	1,42	15,22	2,97	8,42	0,00	8,01	10,98	2,01	0,32	0,115	0,00	0,46	0,6	99,86	100,29	0,43
0773		49,16	1,01	15,61	1,04	10,6 6	0,17	8,16	10,72	1,97	0,52	0,120	0,00	0,47	0,00	99,61	99,61	0,00
0978		47,80	1,23	16,80	5,45	5,92	0,23	5,60	10,93	2,03	0,54	0,170	0,00	2,03	0,00	98,73	100,33	1,60
Участок Черный, 1975 г.																		
Г-409	базальты	47,70	1,05	15,40	1,74	9,70	0,00	9,50	10,71	1,92	0,50					98,22		
25/15		49,60	1,10	15,82	1,88	9,13	0,00	8,02	11,04	2,04	0,51					99,14		
25/14		50,68	1,13	16,04	2,68	8,12	0,00	6,17	11,21	1,97	0,52					98,52		
Ан 25.07.2010		49,22	1,20	18,10	4,37	4,96	0,00	5,13	10,58	2,01	0,30					95,87		
14/38	Витро- базальт ы порфир -овые	49,68	1,10	16,01	1,69	9,23	0,00	7,87	10,81	2,05	0,53					98,97		
14/38А		49,86	1,15	15,73	2,12	8,77	0,00	7,78	10,92	2,08	0,53					98,94		
14/29		48,94	1,13	15,60	2,44	8,55	0,00	7,52	11,05	1,97	0,38					97,58		
14/17		47,86	1,13	14,48	6,59	4,53	0,00	6,35	11,15	1,92	0,27					94,28		
Участок Левобережный, 1978 г.																		
АН8/6/71 (n = 3)	базальты	48,53	1,36	16,38	3,08	7,81		8,23	10,97	1,81	0,24	0,11		0,94	1,49	101	100,05	-0,94
Участок Кылах-Восточный, 1981 г.																		
477 (n = 2)	базальты, витробазальты	48,75	0,95	14,27	4,02	6,59	0,16	7,12	8,98	1,875	0,74	0,11	0,05	3,84	2,11	99,59	99,59	0,00
1710		47,00	1,09	16,00	5,13	5,42	0,17	7,56	7,75	1,60	0,58	0,120	0,10	4,62	2,40	99,54	99,54	0,00
2102		50,00	0,93	15,70	4,01	6,15	0,14	6,70	8,19	2,15	1,05	0,120	0,10	3,02	1,29	99,55	99,55	0,00
2211 (n = 2)		49,80	1,12	14,95	1,35	10,2 5	0,18	7,18	10,40	2,05	0,55	0,120	0,10	0,88	0,62	99,55	99,55	0,00
2213		48,60	1,01	15,40	2,35	8,05	0,19	7,38	9,38	1,82	0,52	0,120	0,10	2,32	2,30	99,54	99,54	0,00
2416		49,60	1,04	15,40	1,74	8,87	0,20	6,34	11,41	2,10	0,49	0,120	0,00	1,08	1,20	99,59	99,59	0,00
2509		49,80	1,03	15,50	1,45	10,0 5	0,19	7,22	10,20	1,94	0,58	0,110	0,10	1,24	0,35	99,76	99,76	0,00
2511		49,32	1,18	15,57	3,18	7,24	0,13	6,9	9,5	2,11	0,69	0,13	0,05	1,97	1,6	99,6	99,6	0,00
2709		47,95	0,99	15,45	3,46	8,26	0,18	7,50	11,29	1,85	0,45	0,090	0,09	1,62	0,63	99,81	99,81	0,00

апофизы среди туфогенных образований. В некоторых случаях, установленных в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе, интрузивные тела, прорывающие туфовую толщу, имеют мощность до 30-50 м. По периферии вулканоструктур отмечается внедрение интрузий с сокращением их мощностей в верхнепалеозойские отложения, а характер их контактов и угол подъема расплава часто изменяется от пологого (10-15°) до крутого (45-60°). При изменении характера залегания интрузивных тел от субгоризонтального до секущего, в большинстве случаев происходит образование апофиз и «расщепление» основного тела на несколько меньших по размерам тел. Между секущими вмещающие образования интрузиями нередко фиксируется нарушенное залегание глинисто-алевритовых слоев вплоть до вертикального, что обусловлено динамикой и направлением внедрения магматического расплава.

В наибольшей степени различные типы пород интрузивного комплекса, характерные в том числе и для исследуемой территории, были изучены на востоке Тунгусской синеклизы посредством глубинного геологического картирования и значительных объемов бурения в рамках алмазопромысловых и тематических работ (Коробков, 2001а; Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013). Согласно этим исследованиям установлено, что степень дифференциации интрузивных массивов меняется в вертикальном разрезе и по латерали и зависит от мощности самих интрузий, а также от их удаленности от подводящих каналов. Эпицентральные части крупных вулканоструктур представлены наиболее мощными и в наибольшей степени дифференцированными массивами. Эти массивы по петрографическому составу, пневматолитово-гидротермальной минерализации, характеру контактового метаморфизма относятся, согласно схеме, разработанной во ВСЕГЕИ, с кузьмовским типом интрузий (рис. 4.3). Для этого типа интрузий часто отмечаются шлировые обособления и слои более крупнозернистых разновидностей. Интрузии кузьмовского типа характеризуются мощностями в пределах 400-700 м. При удалении от эпицентральных частей мощности массивов соответственно уменьшаются до 200-250 м, что влечет за собой снижение степени дифференциации, соответствующей уже ангарскому типу интрузий. Периферийные же части интрузивных массивов, мощностью от 10 м и редко до 100 м и по степени дифференциации отвечающие уже катангскому типу интрузий, отличаются достаточно простым строением и сложены практически однообразными по составу долеритами.

С учетом вышеизложенного и понимая под типом интрузии степень дифференциации интрузивных массивов и их отдельных частей приведем ниже их основные геолого-петрологические характеристики.

Следует уточнить, что специализированные исследования, направленные на изучение вещественного состава интрузивных комплексов, полномасштабно проводились южнее

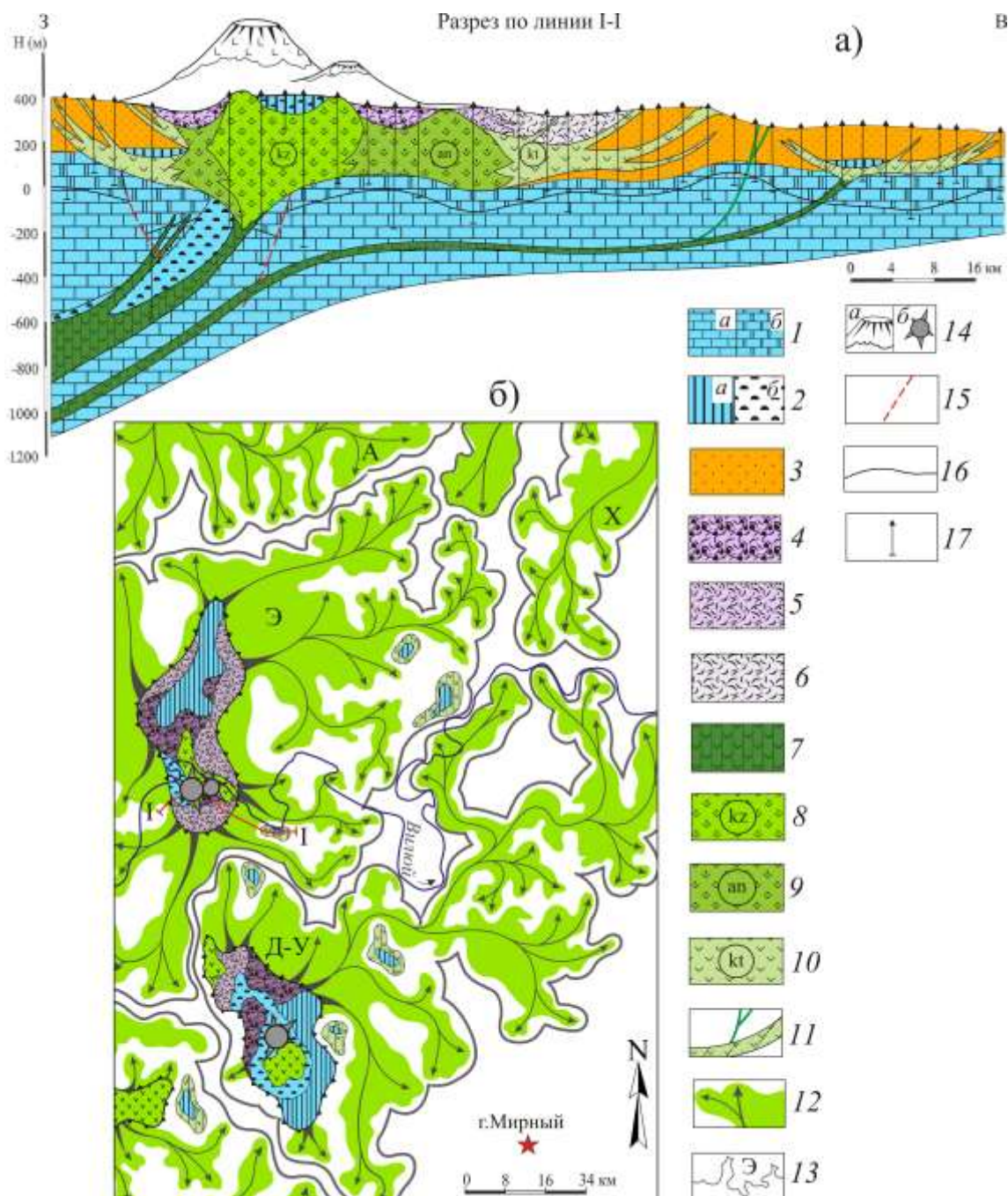


Рисунок 4.3 – Геологический разрез Эрбейкской вулканоструктуры (а) и схема ее размещения (б), восточный борт Тунгусской синеклизы, Малоботуобинский алмазоносный район

1 – терригенно-карбонатные отложения: а) среднего кембрия; б) верхнего кембрия; 2 – инъективные блоки (а) и участки скарнирования (б) пород нижнего палеозоя; 3 – терригенные осадки пермо-карбона; 4-6 – туфы: 4 – агломератовые и крупнообломочные; 5 – средне-мелкообломочные; 6 – туфопесчаники, туфоалевролиты; 7 – интрузии подводящих каналов; 8-10 – степень дифференциации интрузивных массивов: 8 – кузьмовского типа; 9 – ангарского типа; 10 – катангского типа; 11 – интрузии 2-й фазы; 12 – интрузивные массивы повышенной мощности и направления движения магматических расплавов; 13 – границы вулканоструктур и их названия: А – Аламджахская; Х – Холомолохская; Э – Эрбейкская; Д-У – Джункуно-Улардахская; 14 – эродированные части вулканических построек: а – на разрезе; б – на плане; 15 – разрывные нарушения Ахтарандинской зоны; 16 – геологические границы; 17 – скважины

исследуемого в настоящей работе района и, соответственно, в качестве примеров типов дифференциации будут приведены объекты, расположенные в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы. При этом с учетом единой схемы развития траппового магматизма допускаем полную вещественную аналогичность интрузивных образований и для северо-восточного борта синеклизы. Так дифференцированные части крупных интрузий, определяемые в кузьмовский тип, имеют наибольшие мощность, площадное развитие, сложную морфологию, сформированную в ходе внедрения в разновозрастные отложения, а также отличаются высокой степенью преобразования вмещающих пород. Для кузьмовского типа дифференциации наиболее типичными и изученными являются центральные части Эрбейэкского и Аламджахского интрузивных массивов одноименных вулканоструктур.

Эрбейэкский дифференцированный интрузив изучен в его центральной части большим количеством поисковых скважин, пройденных Чернышевской геологоразведочной экспедицией ПГО "Якутскгеология". Так данный интрузив формирует сложное ассиметричное линзообразное тело с многочисленными апофизами. Здесь в кровле тела отмечаются купола и своды, в понижениях между которыми устанавливаются инъективные блоки вмещающих пород. Общая протяженность интрузива по ее длинной оси северо-западного простирания составляет не более 30 км, при этом ширина составляет до 15 км. Центральная и наиболее дифференцированная часть массива с хорошо выраженной псевдостратификацией имеет размеры в плане 5x10 км. Петрографический состав данной части массива отличается неоднородностью, что обусловлено наличием шлировых обособлений, а также горизонтов с более крупнозернистыми разновидностями пород (Коробков, Евстратов, 2010). В вертикальном разрезе центральной части интрузива по данным поисково-картировочного бурения фиксируются три зоны: зона подошвы, центральная и зона кровли.

Зона подошвы имеет мощность, оцениваемую в среднем до 100 м, а в местах наибольшего раздува интрузивных массивов достигает 200-250 м. Здесь в строении выделяются снизу вверх оливиновые долериты с биотитом, троктолит-долериты, оливиновые и оливинсодержащие долериты.

Центральная зона интрузива уже имеет мощность до 400 м и отличается наиболее сложным петрографическим строением, характеризующимся развитием следующих горизонтов (снизу вверх):

- оливиновые габбродолериты с линзовидными скоплениями и шлировыми обособлениями кварцевых и пегматоидных габбродолеритов, мощность горизонта составляет до 20-30 м;

- феррогаббро и феррогаббродолериты с линзами и обособлениями кварцевых и оливиновых габбродолеритов, средняя мощность горизонта достигает 50 м;

- кварцевые габбродолериты с линзами и обособлениями оливиновых и пегматоидных габбродолеритов, габбропегматитов, мощность горизонта составляет до 200 м;

- кварцевые габбродиориты с линзами гранодиоритов и гнездами плагиоаплитов, средняя мощность до 150-200 м.

При этом размеры указанных выше шлировых обособлений варьируют по всему разрезу в пределах 1-5 см до 3-5 м.

Зона кровли, мощность которой составляет от 20-30 до 50-80 м, в своем составе имеет следующие породы (снизу вверх): кварцсодержащие долериты с линзовидными обособлениями кварцсодержащих долеритов с оливином, оливиновые и оливинсодержащие долериты, оливиновые долериты с биотитом.

В пределах эндоконтактных зон интрузивного массива находят свое развитие порфировые микродолериты, имеющие видимую мощность, которая измеряется от первых сантиметров до 1-2 м.

Среди главных породообразующих минералов центральной части интрузива выделяются плагиоклаз, оливин, моноклинный пироксен, рудные минералы. Их структурные взаимоотношения продиктованы условиями внутрикамерной кристаллизации магматического расплава, а также степенью обогащения его летучими и щелочными компонентами.

Сегодня, мощность центральной части Эрбейэжского интрузивного массива оценивается не менее 700 м (Округин, Коробков, Леднева, 1989). Однако первоначально мощность интрузива по ранее проведенным исследованиям А.А. Рябченко (1969ф) устанавливалась в 300 м. Подобные мощности характеризуемых интрузий сильно отличаются от картируемых на исследуемой территории северо-востока Тунгусской синеклизы, где максимальные из них, вскрытые бурением, варьируют в пределах 200-350 м.

По мере удаления от эпицентральных частей дифференцированных интрузивов мощности их сокращаются и составляют до 200-280 м, что непосредственно влияет и на степень их дифференциации, которая здесь отвечает уже ангарскому типу (Коробков, 2001а). В пределах исследованной территории интрузии ангарского типа имеют достаточно широкое распространение, при этом массивы их эпицентральных частей, согласно их мощностям в 200-250 м, по степени дифференциации отвечают только ангарскому типу. Подобными примерами, где достаточно подробно изучался вещественный состав, являются Холломолохская и Хотугу-Джункунская интрузии одноименных вулканоструктур, территориально расположенных также на востоке Тунгусской синеклизы. Рассматривая ангарский тип дифференциации в целом следует отметить приуроченность богатых оливином пород (троктолит-долериты) к зоне подошвы, кварцсодержащих – к центральной и кварцевых долеритов, габбродолеритов – к зоне

кровли. Нижние эндоконтактные зоны подошвенной части интрузий представлены порфировыми микродолеритами, иногда хлоритизированными. Здесь наблюдается сульфидная и гидротермальная минерализация. Далее микродолериты сменяются троктолит-долеритами, а также долеритами с участками развития троктолитов, которые в центральных зонах массивов переходят в кварцсодержащие и кварцевые крупнозернистые долериты с включениями габбродолеритов, обособляемых в отдельные линзы и шпирсы. Выше по разрезу наблюдаются кварцсодержащие, а также кварцевые и кварц-гранофировые габбродолериты со шпирсами гигантозернистых гранофиров. В некоторых случаях этот горизонт представлен плавным чередованием слоев кварцсодержащих и кварцевых долеритов. Зона кровли данного массива представлена хлоритизированными или цеолитизированными, биотитизированными, амфиболитизированными микродолеритами. Встречаемые многочисленные прожилки и миндалины выполнены цеолитами, кальцитом и хлорит-палагонитом. По трещинам в некоторых случаях отмечены находки кристаллов гроссуляра и клинопироксена.

В самых удаленных от эпицентральных областей вулканоструктур – периферийных частях, происходит закономерное сокращение объемов магматического расплава, а картируемые в буровых скважинах мощности интрузий составляют в среднем 50-70 м с максимальными значениями в местах раздувов отдельных массивов до 120-150 м (Округин, Коробков, Леднева, 1989). Данные интрузивные тела по степени дифференциации характеризуются как катангский тип (Коробков, 2001а). Интрузии данного типа в основном сложены однообразными по составу долеритами, имеющими отличия по степени зернистости. Зона подошвы представлена троктолит-долеритами, центральная зона – среднекрупнозернистыми долеритами и палагонитовыми долеритами со шпирсами габбродолеритов. По мере смещения в сторону эндоконтактов состав интрузий определяется развитием средне-мелкозернистых порфировых долеритов. Сами эндоконтакты интрузивных тел представлены тонкокристаллическими порфировыми микродолеритами. Текстура их определяется как брекчиевидная и миндалекаменная. При этом брекчиевидная текстура обусловлена встречающейся в отдельных случаях сетью трещин и микротрещин. Размеры же отмеченных миндалин имеют небольшие размеры и составляют в среднем 2-3 мм. Данные миндалины и трещины выполнены кальцитом, цеолитами и хлоритом. Для эндоконтактов также характерны и частые мелкие сульфидные вкрапления (пирит и халькопирит, реже встречаются гематит, пирротин и пентландит).

Породы, развитые в эндоконтактных частях крупных дифференцированных массивов, также относятся к катангскому типу интрузий (там же). Здесь в состав эндоконтактов входят практически все периферийные порфировые микродолериты, имеющие различия по структурно-текстурным характеристикам. Так различаются порфировые микродолериты:

- с брекчиевидной (атакситовой) текстурой;

- с гиалиновой структурой;
- с микродолеритовой и микрофитовой структурами;
- с аллотриоморфнозернистой и интерсертальной структурами;

В целом порфиновые микродолериты характеризуются от серой и темно-серой до черной окрасками и часто имеют раковистым изломом. Вкрапления в этих породах сложены оливином, плагиоклазом основного состава, и в некоторых случаях моноклинным пироксеном. Размер вкраплений варьирует от 0,1 до 0,5 мм. Большая часть пород представлена плагиоклазом, моноклинным пироксеном, измененным стеклом и рудными минералами. В составе также отмечаются хлорит, цеолит, амфибол, биотит, кварц, полевой шпат, обломки кремнистых пород. Размеры этих включений обычно составляют не более 4 мм, иногда достигают до 8 мм.

Описанные порфиновые микродолериты отмечаются практически повсеместно в эндоконтактовых частях интрузий вулканоструктур, вне зависимости от степени удаленности от эпицентральных зон и степени их дифференциации.

Метаморфические и гидротермальные образования

Поддерживаемый в течение длительного времени высокий тепловой режим в совокупности с обогащением интрузивного расплава летучими компонентами вызвали проявления различной степени контактового метаморфизма во вмещающих породах очаговых зон вулканических структур.

Всего можно выделить две главные стадии контактового метаморфизма, проявленных в пределах эпицентральных частей вулканоструктур – это магматическая и постмагматическая. Каждая стадия обусловлена особенностями условий приконтактовых процессов и характеризуется определенным набором пород. Ниже приводится краткая характеристика этих образований согласно материалам петрографических исследований В.Л. Масайтиса (1958).

Так в период магматической стадии формирования вулканоструктур метаморфические процессы сформировали в эпицентральных частях вулканоструктур две основные группы пород. Первая из них связана с образованием на контактах с верхнепалеозойскими терригенными отложениями (песчаники, глинистые алевролиты) и туфогенными породами. Здесь отмечаются следующие образования: кордиеритовые, гиперстен-биотитовые, биотитовые, пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые роговики. Вторая группа пород представлена шпинель-монтichelитовыми породами и флогопитовыми роговиками, которые образовались в нижнепалеозойских известняках и доломитах, измененных в приконтактовой зоне.

Метаморфизм постмагматической стадии эпицентральных областей вулканоструктур имеет более масштабное развитие, на что указывает более разнообразный петрографический состав. Метаморфические породы этой стадии объединены в четыре основные группы.

Согласно В.Л. Масайтису (1958) к первой группе относятся образования, возникшие на контакте с алевролитами, песчаниками и туфопесчаниками. К ним относятся пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые породы.

Вторая группа включает в себя образования скарнов на экзоконтактах базитового расплава с терригенно-карбонатными нижнепалеозойскими отложениями и кимберлитами. В их составе выделяются:

- скаполитовые и пироксен-скаполитовые скарны;
- гранат-пироксеновые, пироксеновые и гранатовые скарны;
- вилуитовые и вилуит-ахтарандитовые скарны;
- скарнированные кимберлитовые породы.

В третью группу объединены амфиболитизированные, альбитизированные и хлоритизированные породы.

Последняя четвертая группа включает в себя образование хлоритовых, бруситовых и серпентиновых пород.

Отдельно следует рассмотреть приконтактовый метаморфизм кимберлитовых пород в зонах подводящих каналов базитовых вулканоструктур. Так наиболее известной подобной геологической ситуацией на исследуемой территории, в западной части Алакит-Мархинского кимберлитового поля, является алмазонасная кимберлитовая трубка «Краснопресненская», где на уровне кимберлитовмещающих отложений нижнего палеозоя ее интрузирует серия полого восстающих базитовых интрузий с мощностью, установленной по данным разведочных скважин, от 1-5 м до 90-118 м (рис. 4.4). Эти секущие интрузии являются по сути зоной подводящего канала для Кыллахской вулканоструктуры (см. раздел 4.3). По материалам Амакинской ГРЭ (Сомов, 1987ф) в этой зоне магматический расплав характеризовался относительно высокими температурами и флюидной составляющей, что обусловило широкое проявление метасоматических процессов и во вмещающих терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя, и в самих кимберлитах.

Наибольшая интенсивность метасоматических процессов в нижнепалеозойских породах зафиксирована разведочными буровыми скважинами в восточной, южной и юго-восточной частях трубки, где по результатам детальной разведки трубки «Краснопресненская», проведенной Амакинской экспедицией, установлено, что в карбонатных отложениях нижнего силура и ордовика на контакте с мощным пластовым долеритовым интрузивным телом обнаружены кальцит-эпидот-хлорит-магнетитовые скарны с образованием гранатов гроссуляр-андрадитового ряда (Зольников, 1986ф). При этом общая вскрытая мощность метасоматически измененных терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя достигает 120-140 м.

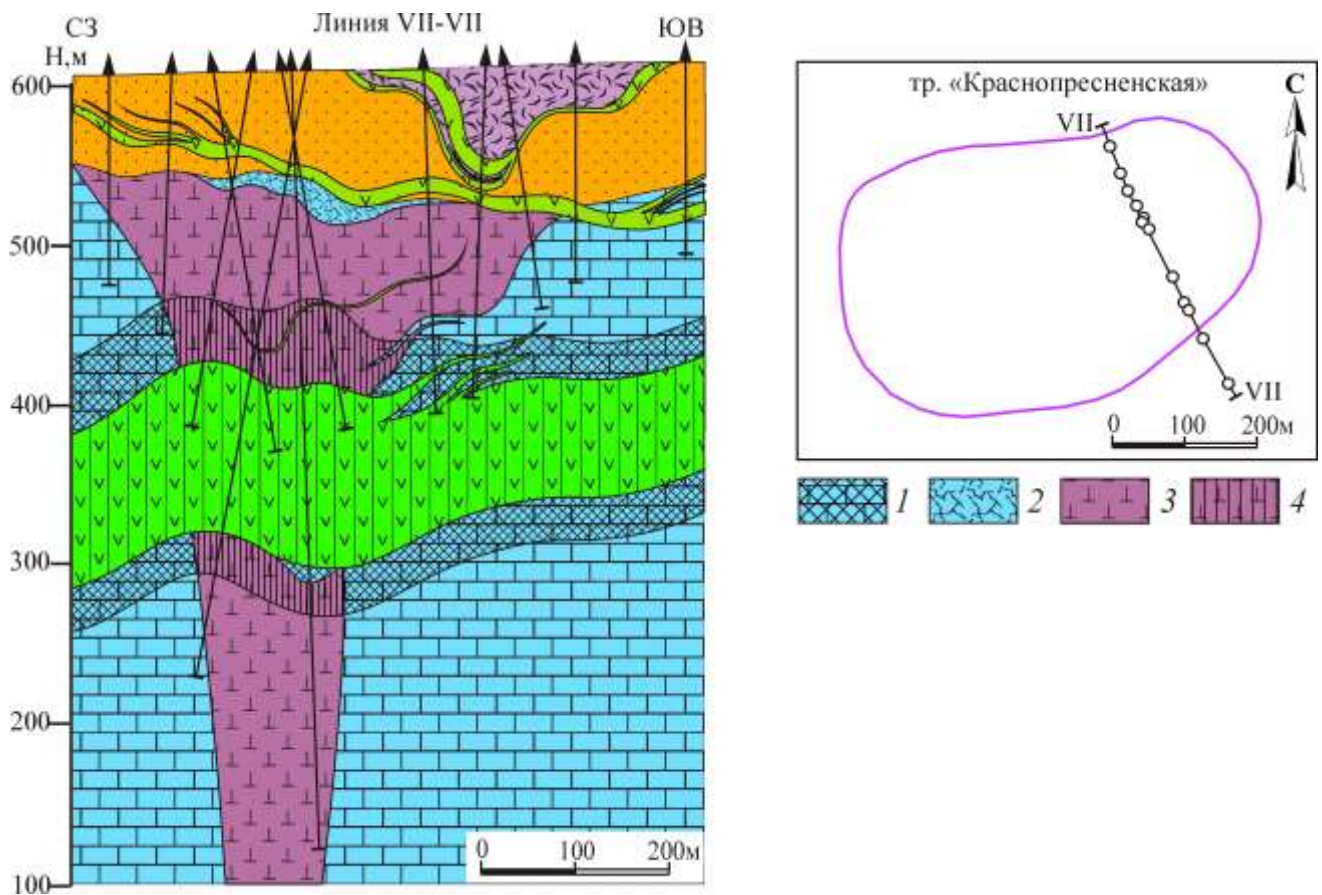


Рисунок 4.4 – Геологический разрез трубки «Краснопресненская» по разведочной линии VII-VII (по (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013) с изменениями).

1 –скарны по породам нижнего палеозоя; 2 – брекчированные нижнепалеозойские породы с инъекциями кимберлитового материала; 3 – кимберлиты; 4 – скарны по кимберлитам. Другие условные обозначения см. рис. 4.1

Измененные кимберлиты фиксируются повсеместно по всему контакту тела трубки «Краснопресненская» с долеритами. В ходе проведения работ по разведке трубки было установлено, что процесс метасоматической переработки кимберлитовых пород в наибольшей степени проявился на северо-востоке кимберлитового тела, где мощность измененных кимберлитов достигает 90 м. Поскольку данная северо-восточная часть трубки сложена автолитовыми кимберлитовыми брекчиями, то, соответственно, метасоматические изменения пришлись именно на эти породы, сформировав при этом очень крепкие и плотные породы с зеленовато-серым цветом, массивной, а иногда и унаследованной такситовой текстурой. Наиболее контрастно процессы метасоматоза проявлены непосредственно у самого контакта с интрузией долеритов. Мощность этой зоны достигает 10 м. Здесь отмечается, что кимберлиты полностью утратили свои структурно-текстурные характеристики – обломочную текстуру и порфиоровую структуру. В ходе петрографического изучения, выполненного в Амакинской ГРЭ (Сомов, 1987ф), породы зоны контакта определены как известковые скарны со следующим минеральным составом: кальцит ~ 55%, андрадит ~ 30%, моноклинный пироксен (диопсид-

геденбергит) ~ 10%, везувиан ~ 3%. Просмотр жирового концентрата, полученного из керна скважин, пройденных в этой зоне, позволил установить в значительных количествах следующие сульфидные минералы: пирит, сфалерит, магнетит, галенит и пирротин. В базитах также отмечается эндоскарная зона, которая имеет ограниченное развитие и представлена небольшими прожилками мощностью до 0,5-1 см. Сложены прожилки хлоритом, кальцитом, андрадит-гроссуляровым гранатом. В зависимости от удаления от непосредственной зоны контакта продукты метасоматических изменений в кимберлитах постепенно затухают. При этом в кимберлитах появляется обломочная текстура, порфировая структура. Здесь же наблюдается развитие наложенной минерализации, овеществленной хлоритом, магнетитом, сульфидами, андрадит-гроссуляровыми гранатами. Минералы-спутники алмаза, представленные пикроильменитом и пиропом в этой зоне отмечены разной степени растворением, вплоть до их полного уничтожения. Материалы разведочного бурения фиксируют значительно более низкие средние содержания пироба и пикроильменита в метасоматически измененных кимберлитах, чем содержания, устанавливаемые в автолитовых кимберлитовых брекчиях (Зольников, 1986ф). По этим же материалам также выявлен пирамидально-черепитчатый рельеф растворения на пиробах экзоскарных зон, где следы наибольшего растворения отмечены на малохромистых оранжевых и красных пиробах. Наряду с отмечающимся рельефом растворения для пиробов характерно коррозионное растрескивание, обусловленное самопроизвольной деструкцией зерен, вызванных воздействием активных растворов. Аналогичные процессы отмечаются и для зерен пикроильменита. Растворение сопровождается выносом ряда элементов, таких как магний, железо, хром, алюминий, а также переотложением окиси титана, которая представлена в форме анатаза. Все это указывает на глубокие процессы преобразования минералов-спутников под воздействием интрузивных тел долеритов. Минералогические особенности кимберлитовых пород, измененных под воздействием субпластовых трапповых интрузий рассматривали в своих работах Г.В. Зольников (1986ф), А.И. Крючков (1988ф), М.И. Лелюх (1988), С.В. Сомов (1987ф) и др. В целом следует отметить, что кимберлиты проявляют инертность к метасоматическим процессам. В частности на это указывает стабильное содержание типоморфных кимберлитовых элементов Cr, Co, Ni, V в метасоматитах, образованных по кимберлитовым породам.

Переходя к гидротермальным образованиям во вмещающих породах, следует указать, что многочисленные конкретные их примеры изложены в съемочных, поисковых и тематических отчетах. Согласно материалам исследований В.Л. Масайтиса (1958), формирование гидротермальных образований проходило в достаточно широком температурном диапазоне. Так для начальных стадий этого процесса, характеризуемых скарнообразованием, температурный интервал соответствовал верхним значениям образования гидротермальных

растворов $\sim 400^{\circ}\text{C}$, а конечные гидротермальные стадии, с образованием кальцита, исландского шпата, проходили в интервале температур $\sim 100^{\circ}\text{C}$. В рамках каждой отдельно взятой стадии температурный режим растворов в ходе минералообразования интенсивно снижался, но во время периодического поступления новых порций раствора, так называемой пульсации растворов, температура поднималась, что вызывало характерное ритмичное минералообразование.

Общая картина развития наблюдаемых минеральных ассоциаций указывает на то, что на первых этапах гидротермального процесса растворы отличались повышенной щелочностью за счет натрия. Последующие и поздние стадии с более низкими температурными режимами уже характеризовались обогащением гидротермальных растворов углекислотой и в отдельных случаях кремнеземом.

Карбонатные породы по контакту с базитовыми интрузиями довольно часто обнаруживают зону мраморизации. Эти зоны обычно имеют мощность от 1-2 м до 3-5 м. Верхнепалеозойские терригенные отложения (песчаники, глинистые алевролиты) в зоне экзоконтактов интрузий ангарского типа достаточно часто отмечаются сильным обжигом и перекристаллизацией. Здесь же в экзоконтактовых зонах захваченные ксенолиты туфогенных пород были подвержены процессам уплотнения и перекристаллизации, в результате чего образовались пироксен-плаггиоклазовые роговики, так называемые «чёрные» туфы.

При удалении на расстояние от 10 до 20 км от эпицентральных частей вулканоструктур интрузии долеритов по степени дифференциации соответствуют катангскому типу. Здесь обычно отмечаются ровные субгоризонтальные, редко слабоволнистые контакты интрузий. Сам же эндоконтакт отмечается наличием маломощной корки вулканического стекла, с редким содержанием кристаллов пироксена. В некоторых случаях также наблюдаются мелкие округлые миндалины, внутренний состав которых выполнен кальцитом, хлоритом, реже цеолитами. Мощности этих образований, как правило, не превышают 1-5 мм. Для краевых частей этих интрузий характерен не высокий температурный режим, на что указывают почти не измененные породы экзоконтакта. Здесь следует уточнить, что на контакте с терригенными осадками верхнего палеозоя (песчаники) отмечается слабая хлоритизация и карбонатизация.

Завершая рассмотрение метаморфических и гидротермальных образований еще раз укажем, что они представляют собой конечное звено эволюционной цепи становления и развития вулканоструктур. При этом особенности этих метаморфических и гидротермальных процессов, а также степень дифференциации вещественного состава определяются как составом вмещающих пород, так и степенью пространственного удаления от эпицентральных частей самих вулканоструктур.

4.2. ФОРМЫ ОТРАЖЕНИЯ БАЗИТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ИССЛЕДУЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ

Основными задачами геофизических работ в алмазописковой геологии являются поиски коренных и россыпных источников алмазов, а также изучение кимберлитовмещающей толщи и выделение кимберлитоконтролирующих структур. В верхней части разреза породы трапповой формации обладают весьма контрастными физическими свойствами по сравнению с комплексом вмещающих образований. Базиты создают сильные помехи в фиксируемых геофизических полях, что вызывает серьезные трудности при проведении поисков геофизическими методами. Наиболее контрастно интрузии долеритов проявляются благодаря своим плотностным, радиоактивным, акустическим и магнитным свойствам. В некоторой степени, менее контрастно проявляются физические свойства взрывных образований. Особенно характерно это для субжерловых фаций, объединяющих в своем составе агломератовые и крупнообломочные туфы, а также участки термально переработанных туфов на контакте с базитовыми интрузиями. Применение разных вариаций электроразведки с постоянным и переменным током на площадях, перекрытых породами трапповой формации, с использованием существующих интерпретационных возможностей не позволяет выделять аномалии, обусловленные кимберлитовыми телами, перекрытыми траппами. На этих же площадях качество сейсмических материалов также весьма неоднозначно. Здесь зарегистрированное волновое поле представлено целым рядом волн-помех с большим диапазоном кажущихся скоростей, наблюдаются частые разрывы в корреляции отражающего горизонта, иногда фиксируются протяженные участки отсутствия отражений волн, что также в значительной степени осложняет интерпретацию получаемых материалов. Наличие серьезных помех, создаваемых базитами при поисках кимберлитов, характерно и для остальных геофизических методов. По этой причине многие исследователи изучают возможность миновать или «вычленять» экранирующий эффект базитовых образований из наблюдаемых полей.

В настоящей работе для достижения поставленных задач по картированию базитовых вулканоструктур и их составных элементов материалы геофизических исследований играют, наоборот, важную вспомогательную роль.

В отношении гравиметрических съемок установлено, что значительный вклад в формирование гравитационного поля вносят породы трапповой формации. Причем на характер отображения гравитационного поля оказывают влияние как сами участки развития базитов, так

и их суммарные мощности в разрезе (рис. 4.5). Наиболее мощные интрузивные массивы находят свое отражение в гравимагнитных полях в виде повышенных значений, а сокращение мощностей интрузий, соответственно, характеризуется понижением значений гравитационного поля. Так, области развития «бестрапповых окон», представленных терригенными отложениями пермо-карбона, характеризуются понижениями на графике поля. По результатам заверки аномалий, выделенных в ходе гравиметрической съемки (Салихов Р.Ф., Морозова Н.Е., Цой и др., 2008ф) и которые были зафиксированы как минимумы поля силы тяжести, установлено, что большинство аномалий обусловлено линзами туфов или терригенно-осадочных пород. Исследованное на отдельных участках Алакит-Мархинского кимберлитового поля гравитационное поле, в целом, отражает особенности его геологического строения и коррелируется с магнитным полем.

Магнитное поле в пределах исследуемой территории имеет ярко выраженный мозаичный характер, что обусловлено развитием пород трапповой формации, магнитная восприимчивость которых колеблется в достаточно широких пределах от нескольких сотен до первых тысяч нТл. Магнитные свойства интрузивных базитовых образований являются наиболее значимыми и наглядными для целей интерпретации трапповых разрезов и картирования вулканоструктур с выделением внешних контуров интрузивных массивов. Главным образом, это вызвано превышением магнитной восприимчивости (χ) интрузивных тел в десятки и сотни раз в сравнении с отложениями вмещающей осадочной толщи (табл. 4.2). В качестве исключения нужно обозначить участки коры выветривания нижнепалеозойских пород, где они в приконтактовой с мощными долеритами глинистой зоне обогащены тонкодисперсным магнетитом. С целью проведения геологосъемочных и алмазопроисковых работ на закрытых территориях северо-восточного борта Тунгусской синеклизы, где развиты породы трапповой формации, применяется широкий спектр магнитометрических исследований. В настоящих исследованиях для картирования базитовых вулканоструктур использовалась карта локальной составляющей магнитного поля, составленная по данным аэромагнитной съемки масштаба 1:10000, и карта остаточных аномалий магнитного поля масштаба 1:500000 по материалам Амакинской ГРЭ. Причем локальная составляющая магнитного поля рассматривается нами поскольку она вызвана, в отличие от остальных составляющих реального магнитного поля, телами, залегающими в непосредственной близости к земной поверхности. Применение карт остаточных аномалий магнитного поля регионального масштаба также позволяет наблюдать интенсивные неоднородности, вызванные интрузивными базитовыми телами, но уже в

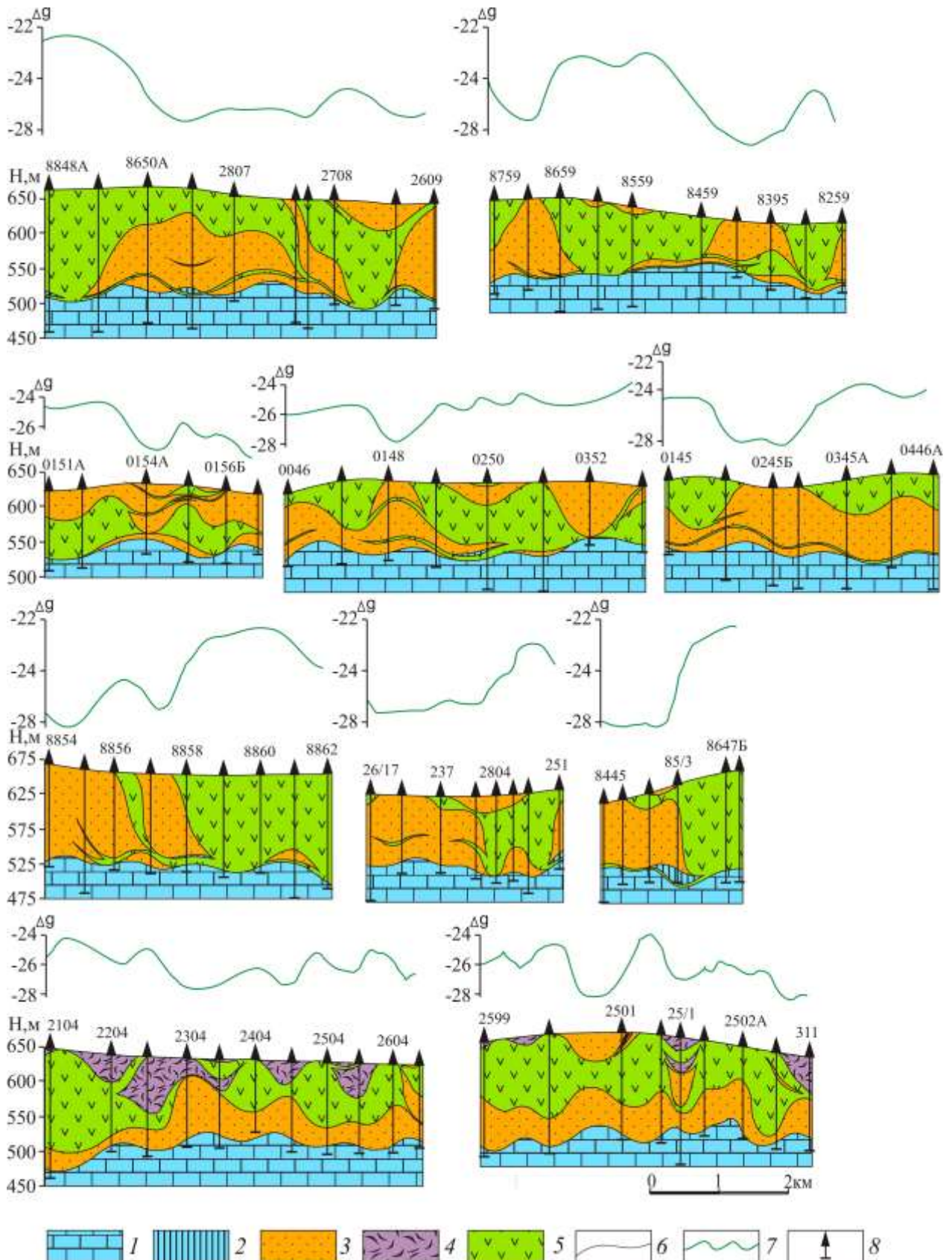


Рисунок 4.5 – Типовое отображение интрузивных массивов в геофизических полях (по материалам Амакинской ГРЭ и НИГП)

1 – терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя; 2 – инъективные блоки пород нижнего палеозоя; 3 – терригенные отложения верхнего палеозоя; 4 – туфы; 5 – долериты; 6 – геологические границы; 7 – наблюдаемые графики гравитационного поля; 8 – скважины, учтенные при увязке разрезов

Таблица 4.2 – Сравнительная характеристика магнитных свойств магматических пород и вулканоструктур и вмещающих образований

Наименование пород	Количество измерений	Магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^{-5}$ ед. СИ
<i>Магматические породы вулканоструктур:</i> туфы долериты	205 576	<u>13–8800</u> 2800 <u>600–7100</u> 3220
<i>Терригенные отложения верхнего палеозоя:</i> песчаники, алевролиты	230	<u>11–15</u> 12
<i>Карбонатные отложения нижнего палеозоя:</i> мергели, известняки, доломиты	312	<u>11–13</u> 12

более генерализованном виде, который предполагает отображение наиболее контрастных аномалий, создаваемых наиболее мощными участками развития интрузивных тел.

Структура локального магнитного поля крайне неоднородна. Материалы аэромагнитной съемки (АМС-10) вкуче с материалами бурения свидетельствуют о весьма широком развитии в осадочной толще базитовых тел различной морфологии, которая характеризуется силлами, жилами, линейными и дуговыми дайками, субпластовыми и секущими околодайковыми интрузиями долеритов, апофизами долеритовых даек во вмещающих породах, штокообразными интрузиями и останцами интрузивных тел долеритов. На характер поля также оказывает влияние наличие разных фаз внедрения базитового магматизма, что создавало многослойные сложные по составу тела. Базитовые образования, имеющие повышенную мощность, подчеркиваются соответствующей интенсивностью поля. Области, где магнитное поле имеет спокойный выдержанный характер, отвечают, так называемым, бестрапповым «окнам» (Методические рекомендации..., 1985 ;Лелюх, 1988) и связаны с терригенными отложениями верхнего палеозоя (Салихов Р.Ф., Морозова Н.Е., Цой и др., 2008ф). На участках, где на поверхность выходят карбонатные породы, магнитное поле спокойное, что позволяет вполне уверенно выделять и проследить бестрапповые «окна» и «коридоры», участки уменьшения мощности или полного выклинивания траппов в терригенной толще верхнего палеозоя (рис. 4.6). Соответственно область концентрации наиболее интенсивных полей и их затухания позволяет также картировать внешние границы вулканоструктуры.

Контрастно выделяются и прослеживаются на карте локальной составляющей магнитного поля линейные, дугообразные положительные и отрицательные аномалии различной протяженности. Амплитуды линейных и дуговых аномалий составляет 10-100 нТл.

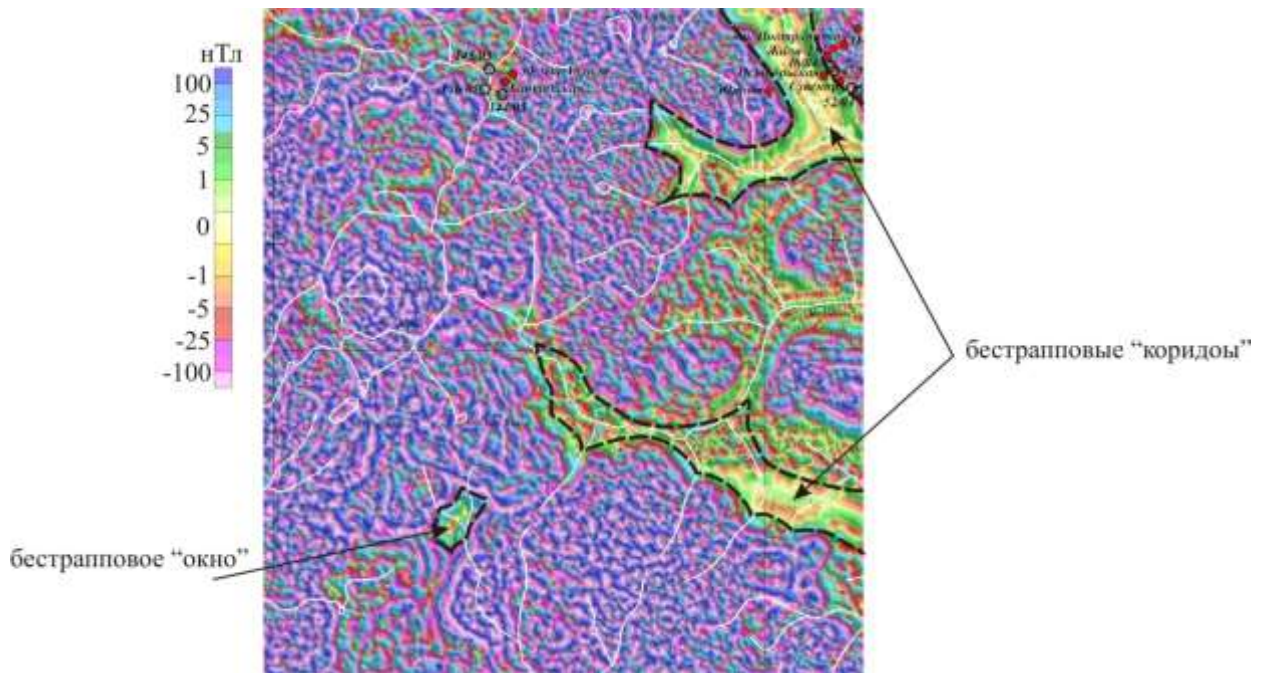


Рисунок 4.6 – Характер отображения мощностей интрузивных образований на карте локальной составляющей магнитного поля

Обусловлены эти аномалии дайковыми интрузиями долеритов, представляющими собой систему подводящих каналов для вулканоструктур, которые в современном эрозионном срезе полностью уничтожены. Так же отчётливо отражаются в магнитном поле области, прилегающие к дайкам, и прослеживаются полосовидными зонами шириной 1-3 км с обеих сторон от даек.

Эти боковые области характеризуются знакопеременными аномалиями, сходными с аномалиями, наблюдаемыми над трапповыми массивами, но значительно менее интенсивными и менее дифференцированными. Связаны картируемые аномальные области с маломощными околодайковыми секущими и субпластовыми интрузиями (рис. 4.7).

Таким образом, интенсивность магнитного поля над траппами зависит, в первую очередь, от мощности и степени дифференциации интрузивного массива, а также от морфологии трапповых тел и глубины их залегания. Все это свидетельствует о целесообразности применения комплекса геофизических методов не только для выделения бестрапповых «окон» и «коридоров» в областях сплошного развития траппов при поисках кимберлитовых тел, но и для картирования отдельных базитовых вулканоструктур и элементов их строения.

Отдельного внимания заслуживает сложный разномагнитный характер базитовых образований, на основании которого с учетом выделения различных петромагнитных групп базитов в разные времена проводилась интерпретация развития траппового магматизма на востоке Тунгусской синеклизы. В свою очередь, выделяемые петромагнитные группы

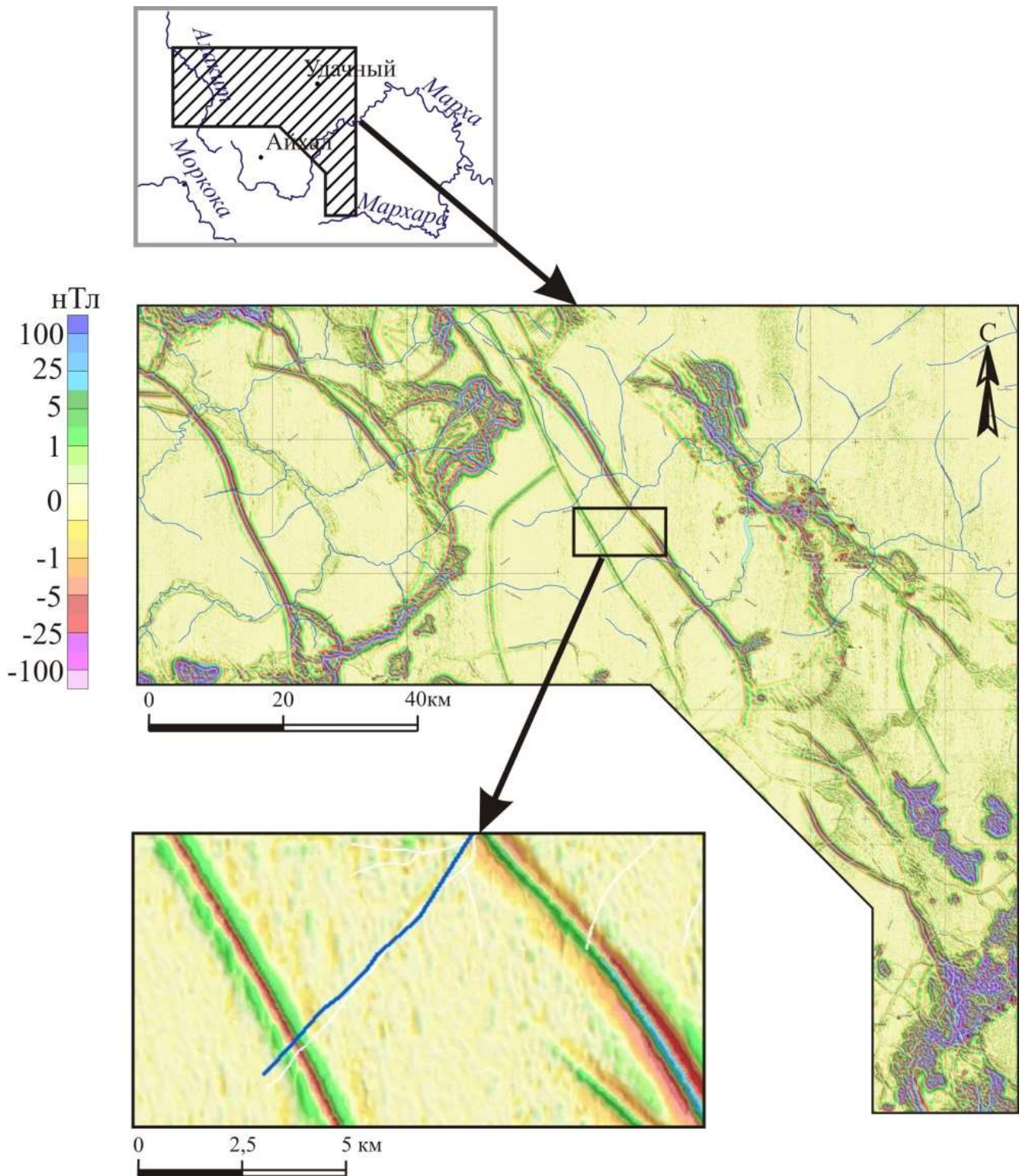


Рисунок 4.7 – Отображение долеритовых даек на карте локальной составляющей магнитного поля (по материалам АмГРЭ)

действительно играют важную роль в понимании развития траппового магматизма и становления вулканоструктур, в частности.

Значительный вклад в изучение петрофизических свойств интрузивных и вулканогенных пород внесли А.Т. Бондаренко, М.Н. Гарат, А.Н. Житков, К.А. Ивлиев, Г.Г. Камышева, К.М.

Константинов, Е.Д. Мильштейн, С.Г. Мишенин, Д.И. Саврасов, С.В. Слесаревич, С.П. Сунцова, В.И. Трухин, С.Г. Убинин, Ф.С. Файнберг, Ю.М. Эринчек. Большинство авторов, основываясь на результатах исследований, абсолютно справедливо говорят о формировании интрузивного комплекса траппов как о многостадийном сложном процессе, который начинался с момента внедрения базитового расплава, заполняя при этом магматические камеры, и заканчивался кристаллизацией всего объема интрузий и остаточных внутрикамерных порций расплава (Геологическая съемка..., 1983; Геологическое строение СССР..., 1987; Гоньшакова, 1958; Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013; и др.). В течение всего этого процесса базитовый расплав испытывает сложные физико-химические преобразования, которые, зачастую, приводят к дифференциации внедрившейся исходной магмы на ряд дериватов различного состава (Виленский, 1967; Виленский, Олейников, 1970а; Лебедев, 1955, 1959; Леднёва, Беляков, Рябченко и др., 1991; Макаров, 1986; Макаров, Скрипин, 1991; Масайтис, Рябченко, 1971; Мильштейн, 1989; и др.). Параллельно с процессами внутрикамерной дифференциации магматического расплава, который постоянно находился в движении, происходит также механическое взаимодействие с отложениями вмещающей толщи. Среди основных условий формирования интрузивного комплекса выделяются: 1) механическая и химическая активность базитового расплава, определяемые ее физико-химическим состоянием и составом (мобильность и насыщенность летучими компонентами); 2) особенности структуры и кинематические свойства вмещающих пород на момент внедрения, которые, в свою очередь, зависят от степени дислоцированности и физико-механических свойств; 3) глубина формирования интрузий. Важным критерием являются и объемы внедряющегося расплава, которые предопределяли размеры интрузивных тел и содержание в них тепловой энергии, оказывающей непосредственное влияние на процесс формирования интрузивных тел и, в частности, на процессы внутрикамерной дифференциации. Таким образом, очевидным является тот факт, что каждый отобранный образец пород трапповой формации будет содержать уникальную петрофизическую информацию, которая была обусловлена множеством факторов.

По завершении вышеописанных процессов формирования интрузивных образований вулканоструктур, которые можно отнести к разряду конструктивных, начинается противоположный этап - деструктивный. Его начало определяется большинством исследователей как средний триас. В этот период происходит разрушение горных цепей и размыв самых верхних частей вулканоструктур. В первую очередь, последующему размыву

подвергаются как инъективные поднятия, представленные блоками пород верхнего палеозоя, так и сами туфолоавовые образования. Повсеместное развитие деструктивных процессов обнажает на дневной эрозионной палеоповерхности уже сами интрузивные тела вулканоструктур. И сегодня, данные тела, сформированные различными петромагнитными группами (ПМГ) базитов создают на современном срезе, кажущееся на первый взгляд, весьма хаотичное, а на самом деле достаточно закономерное плановое распределение интрузивных массивов с прямой и обратной намагниченностью. Принципиальная схема процессов развития и денудации базитовых вулканоструктур с различными петромагнитными характеристиками приведена на рисунке 4.8.

Согласно последним исследованиям петрофизических свойств трапповых образований (Константинов, Мишенин, Томшин и др., 2014) доказано, что намагниченность в изверженных горных породах определяется: перемагничиванием современным магнитным полем Земли (петромагнитная неоднородность (ПМН) 1 типа); перемагничиванием в результате температурного, динамического, химического воздействий со стороны поздних геологических процессов (ПМН 2 типа); самообращением векторов намагничения в минералах магнитной фракции (ПМН 3 типа); ударами молний (ПМН 4 типа). Также намагниченность может определяться инверсиями магнитного поля Земли, протекающими в течение застывания магматического расплава в большом объеме (Нагата, 1965; Печерский и др., 1975).

Таким образом, вышеперечисленные условия вкупе с многостадийностью и многофазностью внедрения интрузивных тел и их постоянной подпиткой новыми порциями расплава должны были создавать достаточно сложную картину магнитного поля базитовых тел уже на стадии становления вулканоструктур. Тем не менее, сегодня проводятся исследования по физико-геологическому моделированию грави-магнитных полей с целью исключения эффекта траппов из магнитного поля с выделением аномалии от объекта поисков – кимберлитовой трубки (Константинов И.К., Константинов К.М., 2011; Константинов, Новопашин, Евстратов, и др. 2012). Данные исследования необходимы для определения оптимального комплекса геофизических методов, а так же для оценки надежности опоискования участков геолого-геофизическими методами.

Картографические отображения каждой из выделяемых вулканоструктур в магнитных геофизических полях с их описанием и интерпретацией приведены в следующем разделе 4.3.

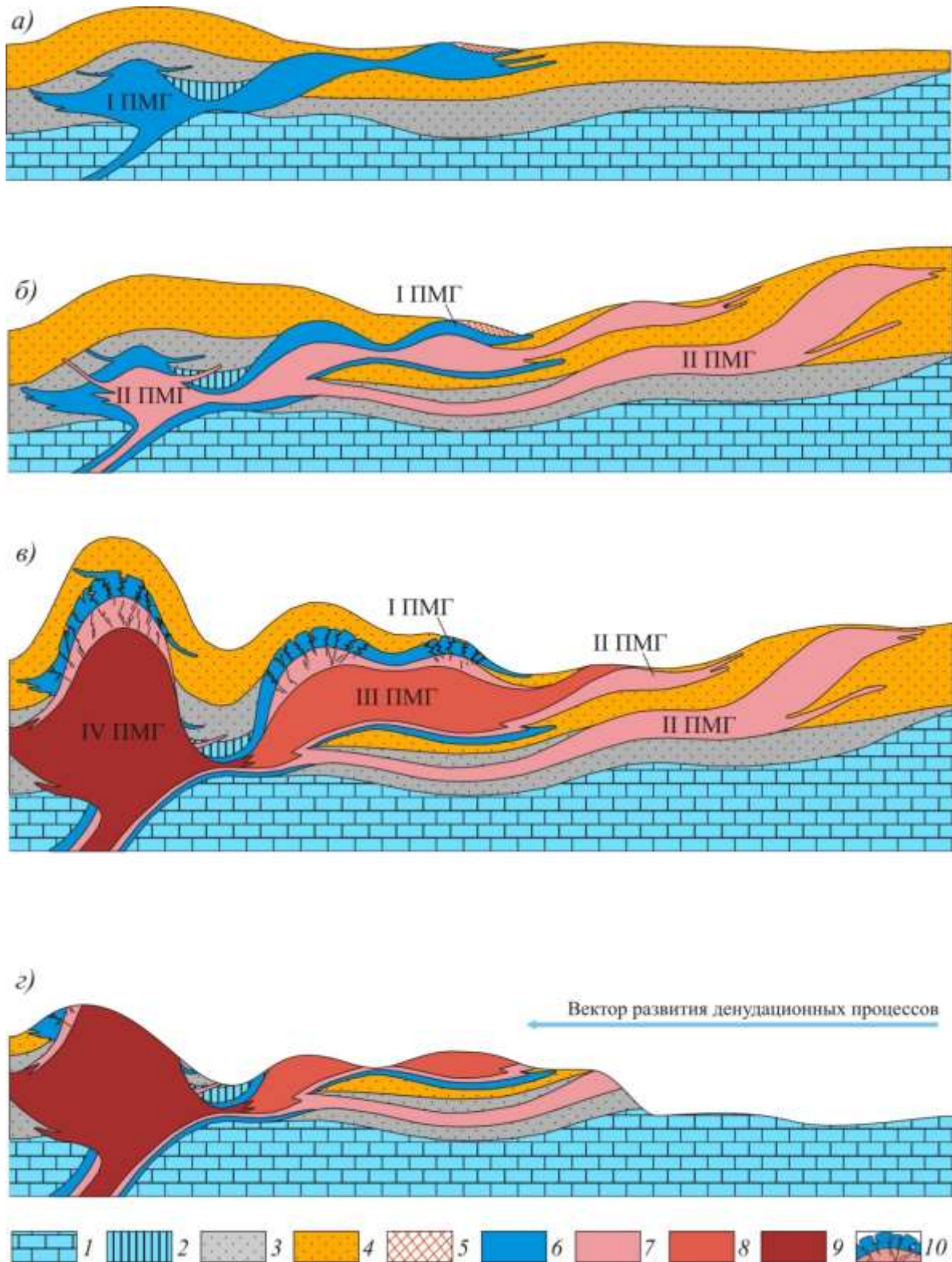


Рисунок 4.8 – Модель формирования интрузий различных петромагнитных групп (по Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013) с изменениями и дополнениями)
 1 – терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя; 2 – латерально перемещенные блоки пород нижнего палеозоя; 3–4 – терригенные осадки пермо-карбона: 3 – C_{2-3} ; 4 – P_{1-2} ; 5 – туффзиты; 6–9 – интрузивные тела долеритов различных петромагнитных групп (ПМГ): 6 – I ПМГ; 7 – II ПМГ; 8 – III ПМГ; 9 – IV ПМГ; 10 – нарушения (трещины, разрывы) в интрузиях долеритов, вызванные последовательным внедрением новых порций расплава

4.3 РЕЗУЛЬТАТЫ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Районирование северо-восточного борта тунгусской синеклизы

В процессе выделения вулканоструктур в пределах исследуемой территории и картирования отдельных элементов их строения был использован большой объем картографических материалов. Так с целью предварительного районирования и оконтуривания отдельных вулканических структур, а также их сближенных групп в качестве геологической основы были использованы данные геологических съемок масштабов от 1:50000 до 1:500000, выполненные на характеризуемой территории в середине 20-го века коллективами специалистов под руководством следующих исполнителей: Бгатов В.И., Бухмиллер И.А., Волотовский А.Г., Гаврилюк И.В., Гильманов Д.Х., Гиниятуллин И.М., Гогина Н.И., Горяшин В.А., Грицик В.В., Грицик Е.П., Ефимов А.О., Ивашин В.А., Ивлиев К.А., Кинд Н.В., Коробков Г.В., Ломакин Ю.А., Лупейчук В.О., Осипов Ю.А., Пищальников В.И., Подчасов В.М., Полунин Б.Н., Потуроев А.А., Прокопчук Б.И., Рыбченков В.Н., Сафьянников Ю.В., Фолисевич М.Я., Шпунт Б.Р. и др.

Для исследования внутреннего строения выделяемых вулканоструктур использовались материалы глубинного геологического картирования (ГГК) масштабов 1:50000 и 1:200000, а также разрезы различных структурных и поисковых скважин, в том числе сопровождавшиеся комплексом геофизических исследований (ГИС), профильными и площадными грави- и магниторазведкой, проведенным в рамках алмазописковых работ.

Полнота использованного фактического материала вкупе с разработанными и усовершенствованными методическими приемами структурно-формационного анализа (см. главу 3) позволили автору выделить на исследуемой территории северо-востока Тунгусской синеклизы 12 отдельных вулканоструктур (рис. 4.9). Изучение комплекта построенных палеовулканических карт разного масштаба предоставило возможность провести районирование исследуемой территории с выделением групп пространственно сближенных однотипных вулканоструктур, которые имеют характерные черты строения. Анализ площадного распределения этих групп указывает на их подчинение общей схеме эволюционного развития магматизма на востоке Тунгусской синеклизы (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013). Данная схема включает в себя ранний этап заложения и развития вулканоструктур и последующий этап разрушения и размыва вулканических и интрузивных образований. Этап деструктивных процессов вулканоструктур отражается в

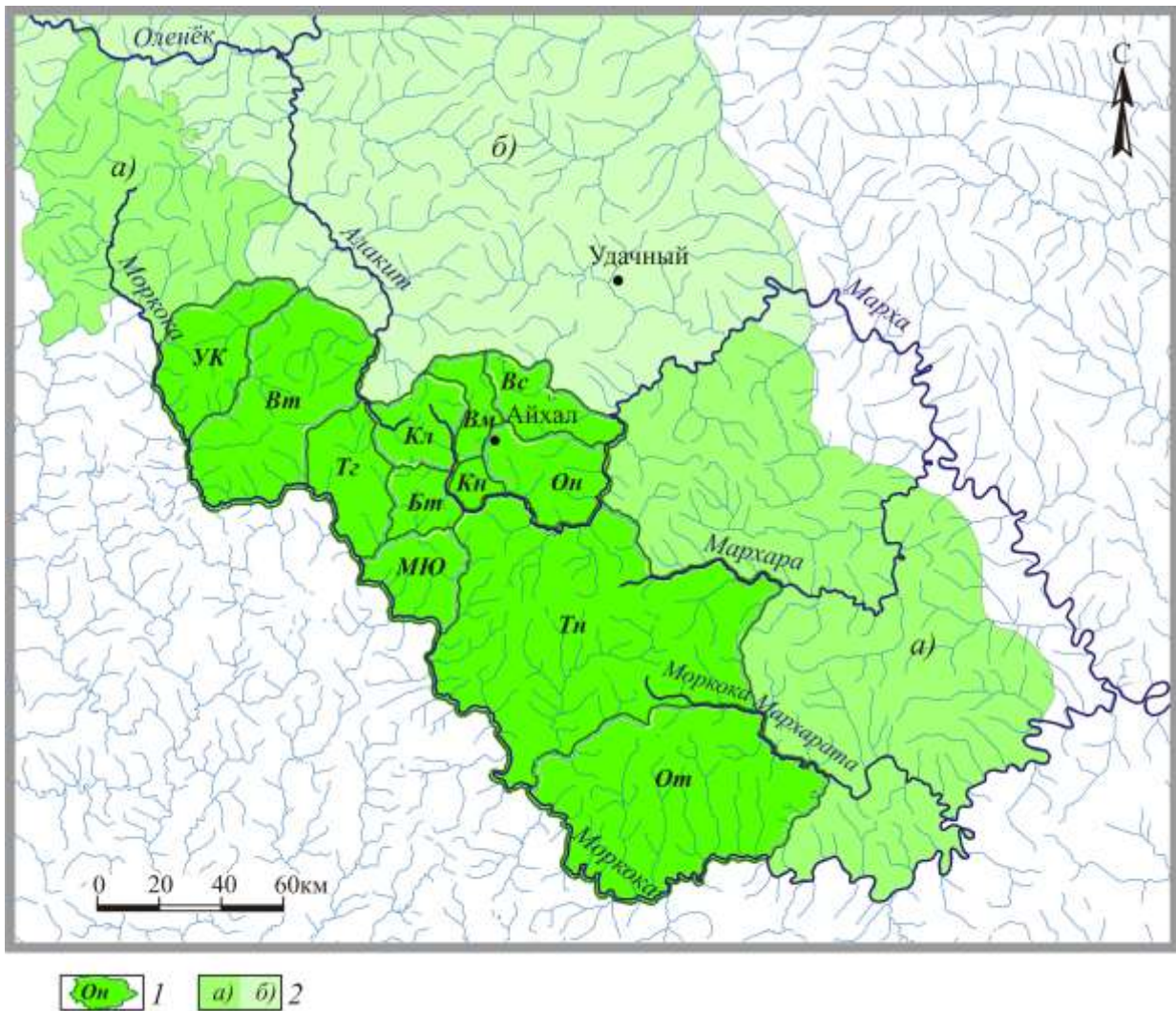


Рисунок 4.9 – Схема размещения выделяемых вулканоструктур на северо-восточном борту Тунгусской синеклизы

1 – обобщенные гидрографические границы вулканоструктур и их названия: УК – Улахан-Кюельская; Вт – Верхнетасейская; Тг – Тегюрюкская; Кл – Кыллахская; Вм – Верхнемархинская; Вс – Верхнесытыканская; Бт – Байтахская; Кн – Конекская; Он – Онхойская; МЮ – Мас-Юряхская; Тн – Тангхайская; От – Отойская; 2 – группы вулканоструктур периферийной зоны: а) первая группа; б) вторая группа

современном срезе вплоть до обнажения наиболее глубоких корневых частей – подводящих каналов. Отмечается, что первичные процессы заложения и становления вулканоструктур в плане имели развитие с запада на восток – от центральной части Тунгусской синеклизы к ее периферии. Последовавшие за тем деструктивные процессы развивались в обратном направлении, зарождаясь на самом востоке Тунгусского вулканического поля и продвигались в западном направлении (см. рис. 4.1а; 4.45).

Все эти эволюционно-деструктивные процессы сформировали группы однотипных вулканоструктур. Так на исследуемой территории с запада на восток были выделены две основные зоны локализации однотипных структур: внутренняя и периферийная (см. рис. 2.2). Каждая из них включает в свой состав группы вулканоструктур, отличающиеся своими

объемными и площадными параметрами, развитием вулканогенных образований, а также степенью общей эродированности.

На исследуемой, а также на смежных территориях восточного борта Тунгусской синеклизы для определения зон подводящих каналов в плане и в разрезе наряду со структурными были также использованы и глубокие нефтепоисковые скважины. При этом в ходе построений установлено, что подводящие каналы выделяемых на востоке синеклизы вулканоструктур представлены в виде серии восстающих интрузий с различных стратиграфических уровней венд-нижнепалеозойского структурного яруса (рис. 4.10). Подводящие каналы с наибольшей глубиной внедрения зафиксированы в отложениях венда – успунской (Vus) и кудулахской (Vkd) свит. Мощности вскрытых базитов здесь соответственно составляют 154 м в скважине 707 и 94 м в скважине 2441. Выше по разрезу интрузии долеритов прослеживаются на разных горизонтах кембрийских отложений, где наибольшее количество мощных интрузий фиксируются в галогенных отложениях чарской свиты (Є₁ čr).

Говоря о характере продвижения вверх магматических расплавов следует учитывать литологический состав вмещающей толщи, способной в разной степени «гасить» деформации. При этом легко деформируемые пластичные породы, такие как галит, ангидрит, гипсом, глинистые мергели, обуславливают плавную границу внедрения (рис. 4.11). В разрезах же с преобладанием плотных известняков и доломитов внедрение интрузий будет иметь извилисто-ломанный характер, что, в свою очередь, обусловлено типичной для данных пород субвертикальной системой трещин в инъективных блоках (Старосельцев, 1989).

В пределах всей восточной части Тунгусской синеклизы в эпицентрах многих вулканоструктур вскрыты бурением полого восстающие интрузии долеритов (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013), представляющие собой подводящие каналы и залегающие в верхних горизонтах нижнепалеозойского основания (ордовик, силур). Отдельные из них, установлены и на площади Алакит-Мархинского кимберлитового поля, расположенного на исследуемой территории. Примеры вскрытых бурением подводящих каналов показаны также на отдельных рисунках раздела, иллюстрирующих модели вулканоструктур.

Ниже приведены характеристики основных параметров вулканических структур для каждой зоны и их картографические типовые модели.

Типовые модели вулканоструктур внутренней зоны

Площадь развития внутренней зоны охватывает всю юго-западную и центральную части исследуемого региона. Рассматриваемая зона в гидрографическом плане расположена в пределах водораздельных пространств и долин таких водных артерий, как верхние течения рек Алакит, Марха, Мархара, Моркока-Мархарата и практически все левобережье реки Моркока. Суммарная измеренная площадь внутренней зоны составляет более 20 тыс. км². Сама же площадь зоны согласно схемам минерагенического районирования Сибирской платформы на алмазы входит в центральную часть Далдыно-Алакитского алмазоносного района и частично

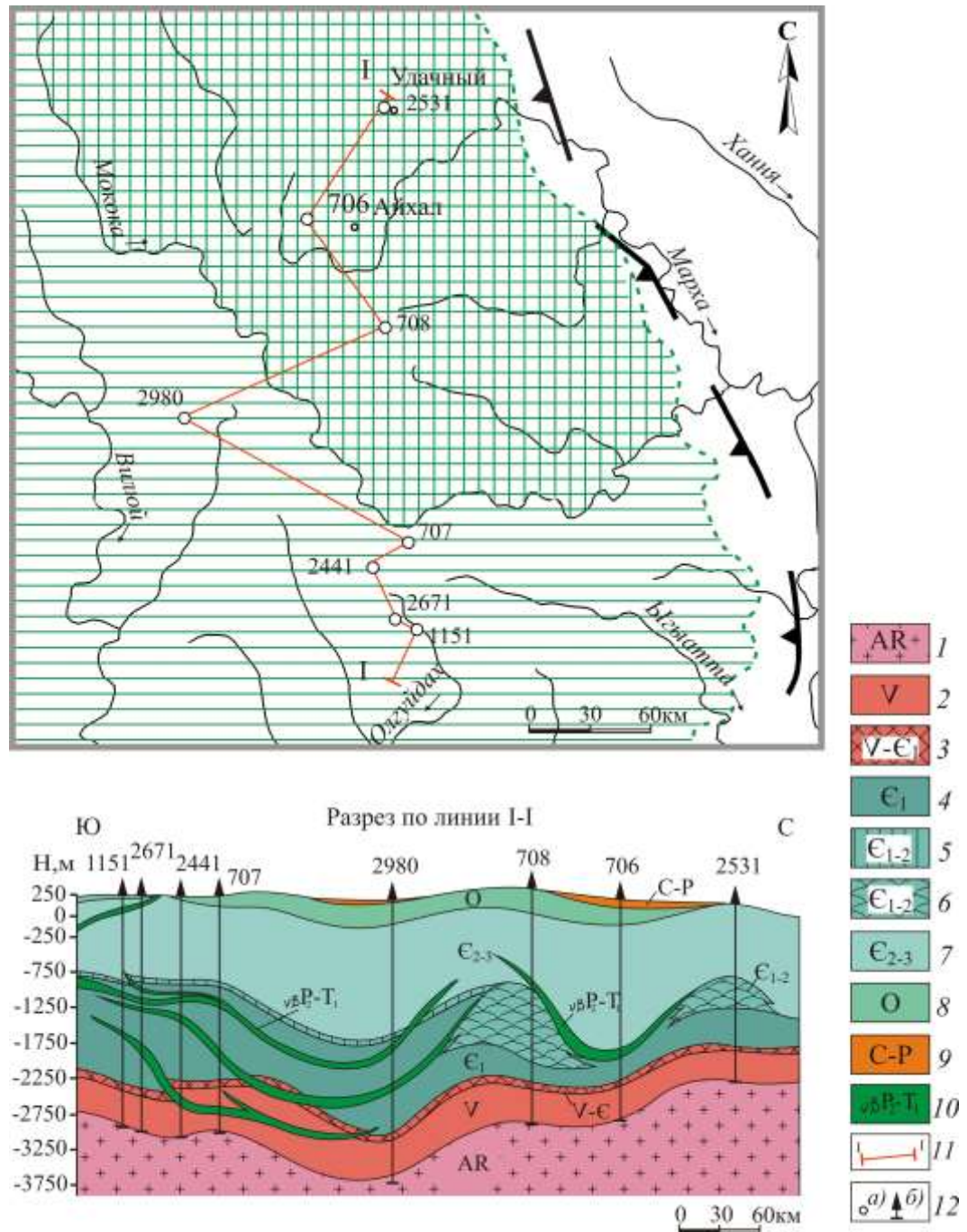


Рисунок 4.10 – Положение подводящих каналов вулканоструктур в разрезе осадочного чехла на исследуемой территории и ее южном фланге (по (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013) с изменениями и дополнениями).

1 – породы кристаллического фундамента; 2 – отложения венда (бюкская, успунская, кудулахская свиты); 3 – венд-нижнекембрийские отложения (юряхская свита); 4 – отложения нижнего кембрия (билирская, сыгдахская, юрегинская, эльгянская, толбачанская, олекминская, чарская свиты); 5 – отложения нижнего-среднего кембрия (ичерская свита); 6 – отложения нижнего-среднего кембрия (айхальская рифогенная толща); 7 – отложения среднего-верхнего кембрия (метегерская, мирнинская свиты); 8 – отложения нижнего-среднего ордовика (балыктахская, станская свиты); 9 – отложения пермо-карбона (лапчанская, конекская, ботуобинская, айхальская, ахтарандинская, боруллойская свиты); 10 – пологовосстающие интрузивные тела долеритов – подводящие каналы вулканоструктур; 11 – линия разреза; 12 – нефтепоисковые скважины а) в плане и б) на разрезе и их номера; прочие условные обозначения см. рис. 1.1

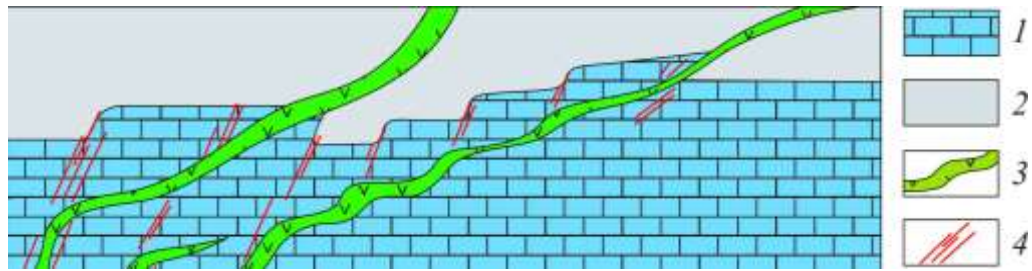


Рисунок 4.11 – Схема внедрения интрузий подводящих каналов в различных литологических средах (по (Старосельцев, 1989; Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013) с изменениями и дополнениями): 1 – карбонатные породы (известняки; доломиты); 2 – галогенные породы (галит, ангидрит, гипс); 3 – интрузии долеритов; 4 – трещины разрывов в инъективных блоках

лежит на южной границе сопряжения с Моркокинским районом. Заметное развитие интрузивных и вулканогенных пород отмечается по направлению от периферийных к внутренним областям Тунгусской синеклизы. Так, выделяемые разномасштабные вулканоструктуры внутренней зоны, расположенных в верховьях рек Марха, Мархара, Моркока-Мархарата, подверглись в значительно меньшей степени денудации, чем вулканоструктуры смежных периферийных зон, что подчеркивается как их более высоким гипсометрическим расположением с абсолютными отметками до 700 - 850 м, так и наличием вулканических образований, которые нередко образуют участки и поля развития туфолавовых образований.

Используемая методика исследований, основанная на анализе геолого-геофизических материалов, позволила выделить в пределах внутренней зоны 12 разномасштабных вулканоструктур, которые пространственно формируют 3 группы: *Аллара-Делингдинскую*, *Алакит-Мархинскую* и *Среднеморкокинскую* (рис. 4.12). Отмечается, что развитые в пределах этих групп туфолавовые поля имеют отличительные особенности. Они выражаются в широком площадном развитии лавовых покровов на территории Аллара-Делингдинской группы и приуроченности туфолавовых образований к западным частям остальных двух групп. При этом распространение разнообломочных туфов и туффитов резко сокращается в центральных и полностью перестает наблюдаться у восточных границ (рис. 4.13). Границы между выделяемыми группами вулканоструктур внутренней зоны и их отдельными составными частями находят свое выражение в так называемых бестрапповых «коридорах», определяемые как участки линейного характера с резким сокращением трапповых интрузий или их полным выклиниванием. Именно по этим бестрапповым «коридорам» заложилась и развивается сегодня практически вся мезокайнозойская гидросеть, в долинах которой на значительной части площадей рассматриваемой внутренней зоны в пределах эпицентральных областей вулканоструктур обнажаются песчаные и песчано-алевритовые позднепермские отложения. В северо-восточных и северных частях зоны, а также по удалению от эпицентральных частей, где наблюдается возрастание уровня современного эрозионного вреза по долинам, в бестрапповых «коридорах» уже вскрываются терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя. Ниже приводится рассмотрение основных элементов строения выделяемых вулканоструктур в пределах их групп.

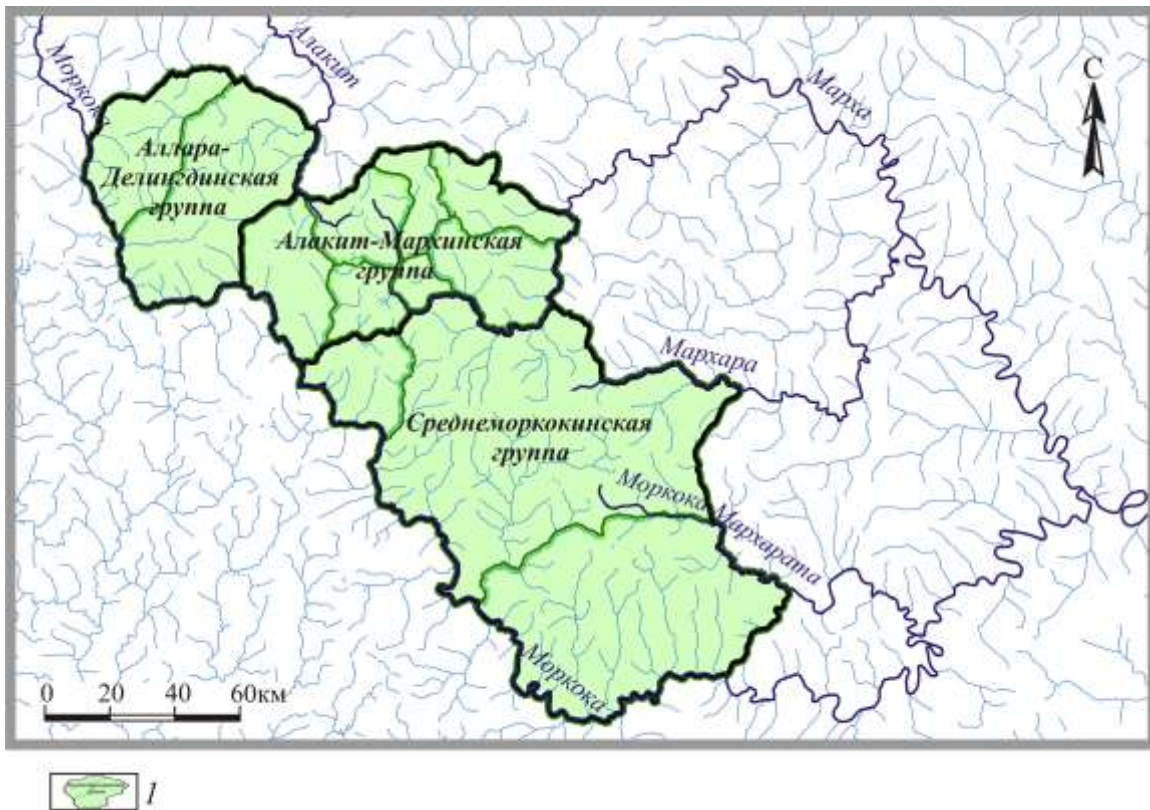


Рисунок 4.12 – Схема размещения групп вулканоструктур
1 – обобщенные гидрографические границы групп вулканоструктур и их названия

Аллара-Делингдинская группа вулканоструктур территориально приурочена к одноименной кимберлитоперспективной площади. Следует заметить, что минерагеническое значение территории северо-востока Тунгусской синеклизы на алмазы трудно переоценить. В первую очередь это связано с широко развитыми здесь проявлениями кимберлитового магматизма, в результате которого сформировались многочисленные тела Алакит-Мархинского и Далдынского полей. Территория, в пределах которой расположена группа, ранжировано включена в состав Далдино-Алакитского алмазоносного района. Рассматриваемая группа вулканоструктур располагается на водоразделе рек Алакит и Моркока, находится в 15-20 км к западу от известного Алакит-Мархинского кимберлитового поля. При выделении здесь перспективной площади были использованы, в основном, минералогические признаки, а также структурно-тектонические и структурно-вещественные предпосылки поискового прогнозирования.

Практически вся площадь Аллара-Делингдинской группы перекрыта отложениями пермо-карбона, которые интродированы и бронированы интрузивным комплексом долеритов, а также перекрыты туфогенными образованиями и покровами базальтов.

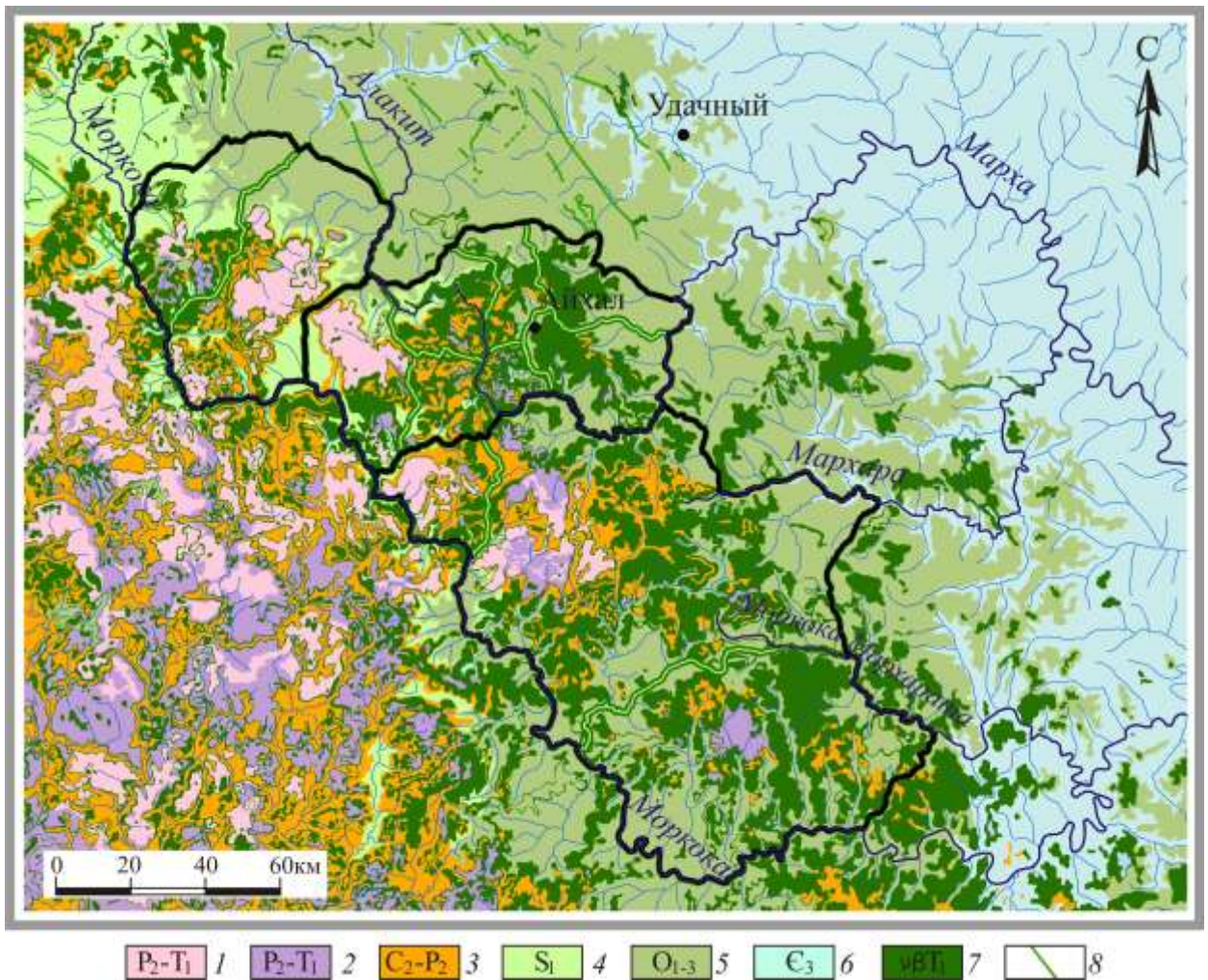


Рисунок 4.13 – Схема геологического строения вулканоструктур северо-восточного борта Тунгусской синеклизы

1-2 – отложения алакитской свиты (P₂-T₁a): 1 – эффузивные образования (базальты, витробазальты); 2 – эксплозивные образования (разнообломочные туфы, туффиты); 3 – нерасчлененные отложения среднего карбона – верхней перми (C₂-P₂); 4 – нерасчлененные отложения нижнего силура (S₁); 5 – нерасчлененные отложения ордовика (O₁₋₃); 6 – отложения верхнего кембрия (Є₃); 7 – породы трапповой формации (vβT₁); 8 – дайки долеритов (vβT₁)

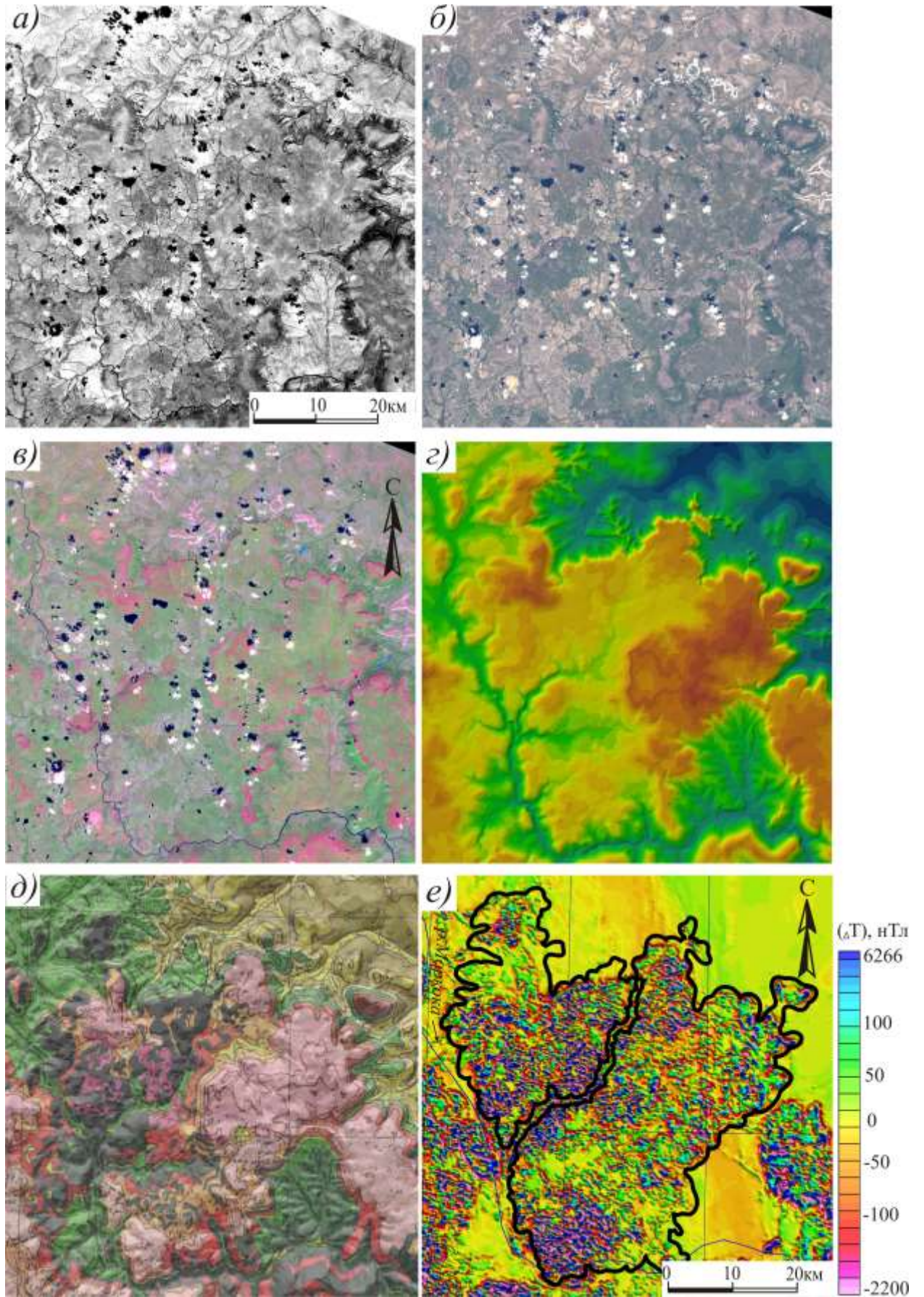
По периферии вулканоструктур с выклиниванием интрузивных образований происходит их обнажение на дневной поверхности. В отдельных комбинациях космоснимков данные участки характеризуется проявлением розовых оттенков по, что указывает на бедную либо полное отсутствие растительности в пределах обнажений базитов (рис. 4.14в). На этом же снимке внутренняя часть вулканоструктур отображается в преобладающих бледно-зеленых тонах, характеризующих развитие небогатой растительности. При изучении монохромного снимка хорошо видны особенности рельефа, позволяющие определить резкие перепады в рельефе – места резкого сокращения базитов по северной и восточной границам (рис. 4.14а). Эта же ситуация наблюдается и при просмотре участка в естественных цветах (рис. 4.14б). При сопоставлении данных космических снимков с материалами магнитной съемки и геологической

основой становится возможным более объективно проводить внешние границы вулканоструктур. Таким образом, применение космоснимков несет вспомогательный характер для картирования элементов строения вулканоструктур.

Проведенные специализированные исследования на данной территории (Коробков, Евстратов, 2011а) позволили выделить здесь две вулканические структуры: Улахан-Кюельскую и Верхнетасейскую. Выполненные построения дали возможность определить их морфоструктурные границы, наметить контуры эпицентральных областей, а также установить основные этапы развития данных палеовулканических структур.

Улахан-Кюельская вулканоструктура расположена в западной части группы. На уровне современного среза она имеет размеры до 30 x 40 км. Суммарная площадь, измеренная по ее общим внешним границам, выделяемым по выходам интрузивного основания на дневную поверхность составляет до 540 км². Ее эпицентральная область охватывает наиболее возвышенные части водораздела рек Куянгна, и Олдондо. В пределах этого возвышения картируется участок развития базальтовых покровов, а также ряд куполов и куполо-горстов, где, очевидно, располагались неки подводных каналов. Другая, *Верхнетасейская* вулканоструктура, имеет более сложное строение и размеры до 25 x 65 км, а ее площадь развития составляет около 1100 км². Эпицентральная область данной вулканоструктуры в границах водораздела рек Тасей, Аллаара-Дэлингдэ, Юёся-Дэлингдэ практически вся покрыта туфоловыми образованиями, а в юго-западной части выделяется сателлитная вулканическая постройка. Потенциальные неки выводных каналов также фиксируются в наиболее возвышенной части данной структуры. Важным моментом при исследовании эпицентральных областей выделяемых вулканоструктур является определение местоположения центров извержений. Установлено, что изучаемые вулканоструктуры имеют несколько эпицентров. Всего же при картировании эпицентральных областей установлена пространственная сопряженность следующих их элементов: наличие крупных куполо-горстов, образованных наиболее мощными интрузивными массивами; присутствие в межкупольном пространстве инъективных блоков пород карбонатного цоколя; повышенные мощности туфоловых образований. Особенности строения обеих вулканоструктур в рамках их единой группы приведены на рисунках 4.14 и 4.15.

По материалам выполненных исследований также отмечено, что в строении рассматриваемых вулканоструктур принимают участие три основные фазы проявления базитового магматизма: первая эксплозивно-эффузивная, вторая и третья - интрузивные.



Начало рисунка 4.14

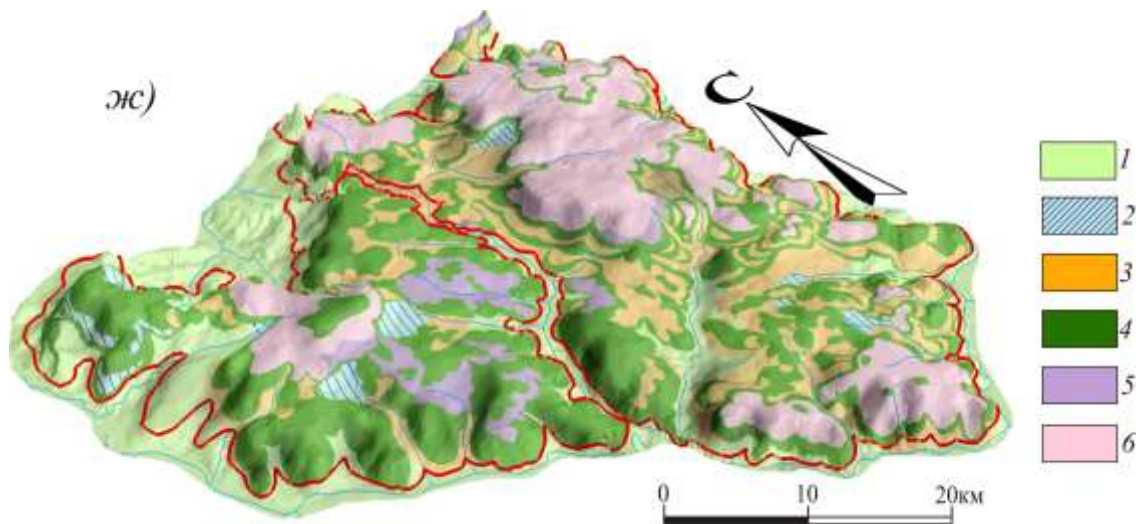


Рисунок 4.14 – Элементы модельных построений Аллара-Делиндинской группы вулканоструктур:

а)-в) – космоснимки, представленные в различных спектральных каналах: а) канал 5; б) комбинация каналов 3, 2, 1; в) комбинация каналов 7, 4, 2; г) объемная модель современного рельефа; д) геологическая карта, наложенная на объемный рельеф; е) сопоставление внешних контуров выделяемой вулканоструктуры с картой остаточных аномалий магнитного поля М 1:500000; ж) объемная геологическая модель, представленная в перспективе: 1 – терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя; 2 – инъективные блоки пород нижнего палеозоя; 3 – терригенные отложения верхнего палеозоя; 4 – интрузии долеритов; 5 – туфы; 6 – базальты

Проявление первой фазы обусловило формирование туфовой толщи, которая образовалась за счет эксплозий значительного объема пирокластического материала. Эффузивные породы представлены базальтами, которые развиты, в основном, в эпицентральных частях, где они перекрывают крупнообломочные субжерловые туфы. Оцениваемые площади развития туфолавовых образований составляют для Улахан-Кюельской вулканоструктуры до 120 км², а для Верхнетасейской не менее 475 км². Вторая фаза связана с базитовой магмой, внедрившейся по контакту туфогенных образований и отложений раннего, а в краевых частях - позднего палеозоя. По удалению от эпицентров структур по данным пройденных здесь скважин мощности этих интрузивных массивов уменьшаются. К проявлениям третьей, завершающей стадии становления вулканоструктур относятся маломощные пластовые тела долеритов, картируемые в краевых частях вулканоструктур, где они нередко интрузируют нижнепалеозойские отложения.

Алакит-Мархинская группа примыкает с юго-востока к рассмотренной выше Аллара-Делиндинской и включает в свой состав семь пространственно сближенных и однотипных вулканоструктур: *Тегюрюкская, Кыллахская, Верхнемархинская, Верхнесытыканская, Байтахская, Конекская и Онхойская*. Территориально данная группа располагается в пределах одноименного Алакит-Мархинского кимберлитового поля, где выявлены продуктивные

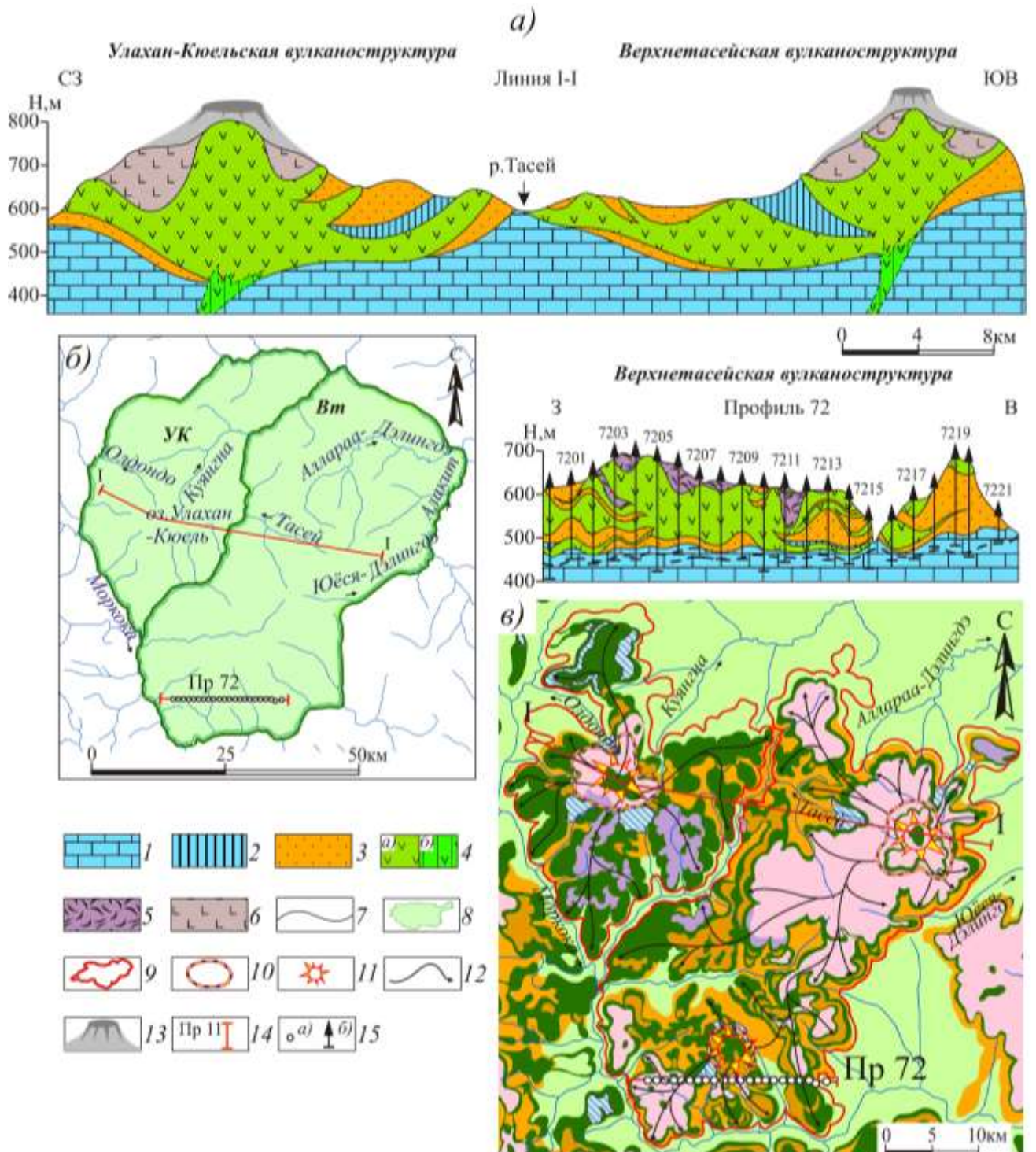


Рисунок 4.15 – Модельные построения вулканоструктур Аллара-Делингдинской группы (а, в) и схема их размещения в пределах обобщенных гидрографических границ (б).

1 – терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя; 2 – инъективные блоки пород нижнего палеозоя; 3 – терригенные отложения верхнего палеозоя; 4 – интрузии долеритов (а), в том числе в зонах подводящих каналов (б); 5 – туфы; 6 – лавовые покровы; 7 – геологические границы; 8 – обобщенные гидрографические границы вулканоструктур на плане; 9 – обобщенные границы развития интрузий долеритов в пределах выделяемых вулканоструктур; 10 – предполагаемые эпицентральные области; 11 – предполагаемые эпицентры вулканических аппаратов; 12 – предполагаемые направления движений магматических расплавов; 13 – эродированные части вулканических построек; 14 – линии профилей (геологических разрез) и их номера; 15 – скважины: в плане (а); на разрезе (б)

кимберлитовые тела. Характеризуемая группа вулканоструктур занимает площадь до 5000 км² и в гидрографическом отношении ее границы определяется долинами рек Моркока, Алакит, Марха, и их боковых притоков (см. рис. 2.12). Границами раздела вулканоструктур данной группы в основном служат так называемые бестрапповые «коридоры», в пределах которых на современном уровне обнажены терригенные породы пермо-карбона, разновозрастные терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя, а также развивается современная гидросеть. Внешние границы вулканоструктур достаточно уверенно картируются по минимальным изопахитам интрузивного комплекса, а также по участкам расщепления интрузий. В целом, основной объём характеризуемых структур представлен их интрузивными телами. Участки развития туфогенных пород, отмечаются вблизи центров извержений, где они сохранились в понижениях траппового «рельефа» от разрушительных эрозионных процессов. Интрузивные тела вулканоструктур по данным разрезов буровых скважин в среднем имеют мощности от 30-50 м до 80-100 м. В эпицентральных частях отдельных крупных вулканоструктур эти мощности достигают уже нередко 120 м, иногда доходя до 150 м. Наиболее мощные туфогенные образования отмечаются в эпицентрах структур, где их значения иногда составляют 100-120 м. При этом следует уточнить, что в отдельных разрезах буровых скважин, пройденных в пределах центральной части Алакит-Мархинской группы, встречаются горизонты и линзы крупнообломочных туфов, относимых к жерловым фациям. На этих же участках характеризуемых вулканоструктур выделяются наиболее возвышенные в рельефе группы сближенных субизометричных интрузивных куполов, в пределах которых располагались вулканические аппараты. Ниже приводится более подробная характеристика строения вулканоструктур, составляющих данную группу.

Тегюрюкская вулканоструктура характеризуется многофокусным строением с выделением в ее пределах двух потенциальных эпицентров вулканической деятельности, а ее площадь составляет около 1000 км². С юго-запада и юго-востока данная вулканоструктура ограничена долинами рек Моркока и Тегюрюк, а с северо-востока – рекой Алакит.

В отношении смежных вулканоструктур Тегюрюкская имеет четкие границы на западе со смежной Верхнетасейской вулканоструктурой, что выражается как в развитии бестрапповых участков, и также подчеркивается в рельефе (рис. 4.16а, г). Граница на востоке с соседними структурами этой же группы дешифрируется не так однозначно. Это объясняется тесными генетическими взаимоотношениями структур внутри самой группы. Так, выклинивание Тегюрюкской вулканоструктуры и соответственно сокращение мощностей ее интрузивных тел в пределах граничной, периферийной части, плавно подходит к границе уже смежных структур, расположенных восточнее. При рассмотрении карты магнитного поля подобные границы могут теряться в виду наложения полей, создаваемых от погребенных интрузивных тел и подводных

каналов. Тем не менее, изучение особенностей развития терригенных отложений, характерные изменения рельефа, а также совокупный тренд сокращения мощностей интрузивов вулканоструктуры по направлению к восточной периферийной части позволяет картировать границу с соседними Кыллахской и Байтахской вулканоструктурами.

В плане вулканоструктура имеет вытянутую в субмеридиональном направлении форму и отмечается наибольшими гипсометрическими отметками на западе и в центральной частях.

В районе расположения эродированной эпицентральной области абсолютные отметки современного рельефа составляют от 800 до 850 м, а в периферийных частях, в местах вреза современной гидросети, они уже составляют 400 – 500 м.

В северной части Тегюрюкской структуры по материалам геологической съемки масштаба 1:500000 установлено, что практически вся ее площадь характеризуется развитием покровных туфолавовых образований в составе кочечумской свиты ($T_1k\check{c}$), разрез которой представлен долерито-базальтами, базальтами, микропорфировыми базальтами. Развитие покровных образований подчеркивается на космоснимках (4.16в), где данная площадь характеризуется интенсивным развитием участков с розовыми оттенками, что указывает на бедную растительность, которая в свою очередь и обусловлена развитием вулканогенно-осадочных пород. На современных разномасштабных картах эти образования не выделяются и включены в состав интрузивных базитов в силу прохождения буровых скважин без отбора керна в интервалах развития траппов. В этой связи в целях наиболее оптимального и всестороннего подхода для данной и остальных вулканоструктур рассматриваемой группы приводятся две геологические карты, составленные в разное время и в разном масштабе (рис. 4.16д, е). Учитывая значительное развитие площадных покровных образований, интенсивность магнитного поля Тегюрюкской структуры, расположение наиболее высоких гипсометрических отметок, характеризующихся купологорстами, которые, в свою очередь, формируют наиболее мощные интрузивные тела, можно выделить два локальных участка расположения потенциальных эпицентров. Рассчитанная мощность базитовых образований в их пределах может составлять до 200 м.

Интрузивы вулканоструктуры характеризуется развитием протяженных массивов повышенной мощности в основном субмеридионального ориентировки, которые опережают менее протяженные широтные ответвления. Максимальные мощности интрузий, вскрытых бурением, составляют до 150-160 м и сокращаются до полного выклинивания в пограничных со смежным структурами частях. Основные элементы строения характеризуемой Тегюрюкской вулканоструктуры приведены на рисунках 4.16 и 4.17.

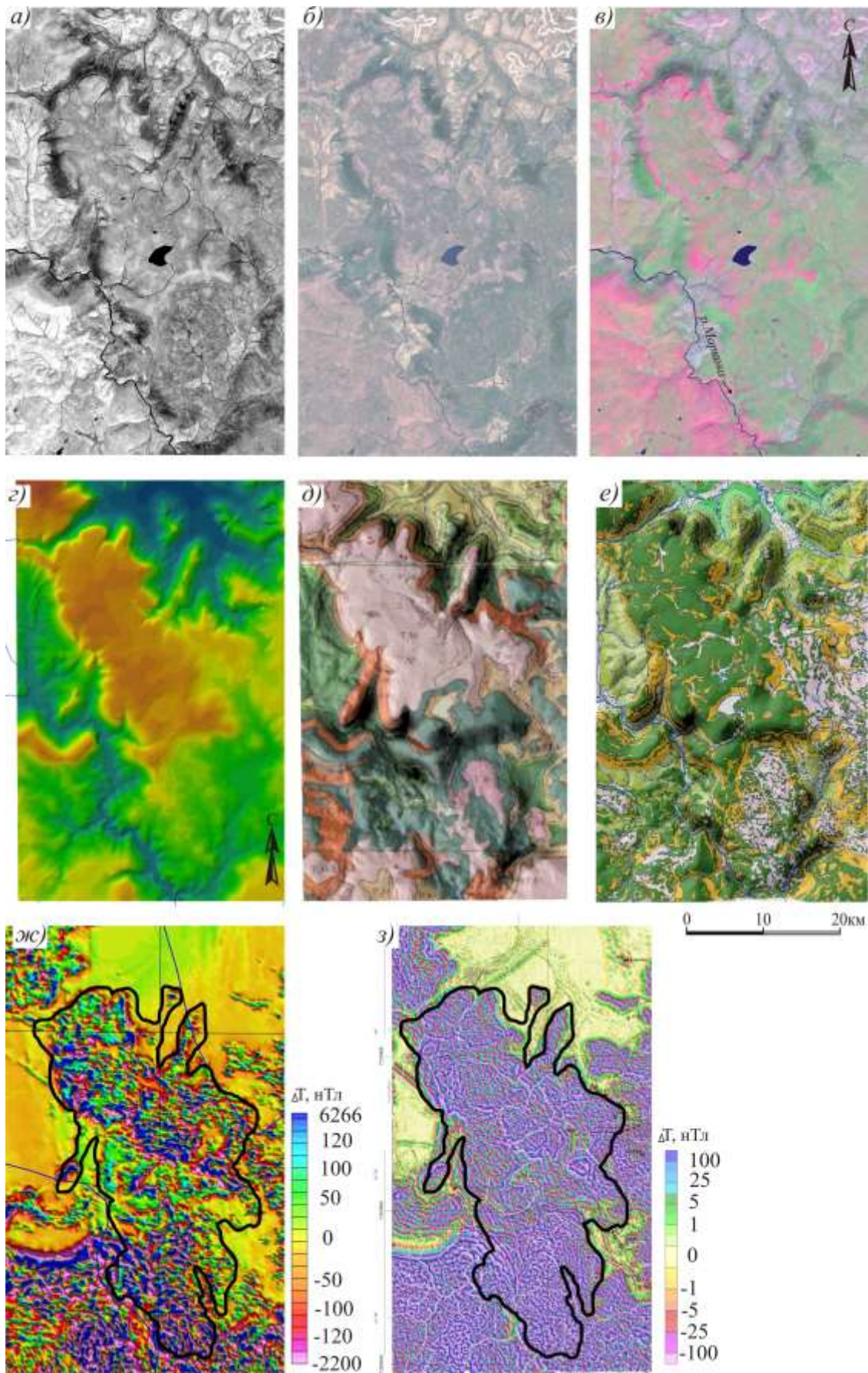


Рисунок 4.16 – Элементы модельных построений Тегьюрокской вулканоструктуры:
 з) сопоставление внешних контуров выделяемой вулканоструктуры с картой локальной составляющей магнитного поля М 1:10000. Прочие условные обозначения см. рис. 4.14

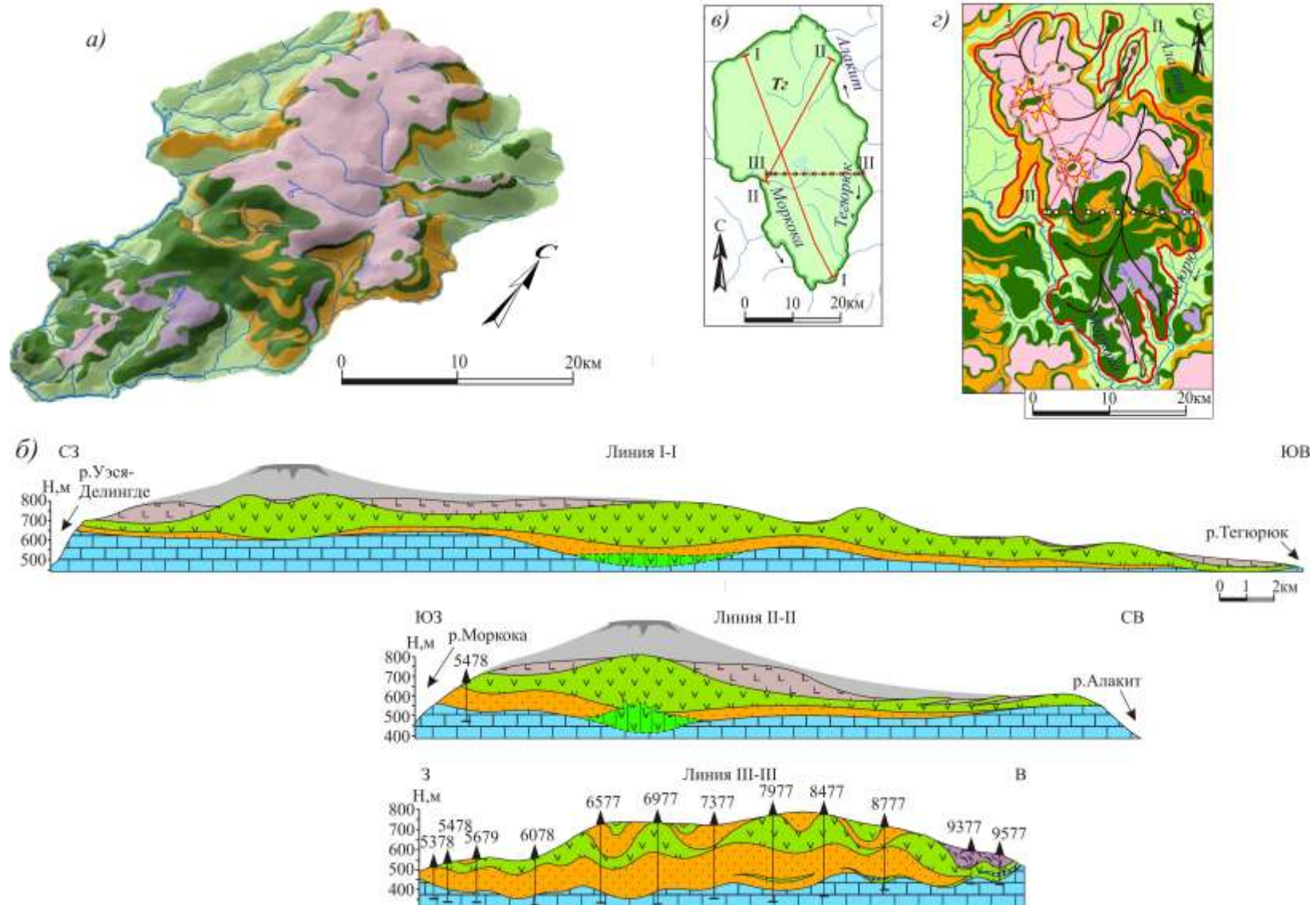


Рисунок 4.17 – Объемная геологическая модель Тегжорюкской вулканоструктуры (а), ее модельные построения (б, с) и схема размещения в пределах обобщенных гидрографических границ (е). Условные обозначения см. рис. 4.15

С северо-востока к рассмотренной Тегьюрюкской примыкает *Кыллахская* вулканоструктура. Ее эпицентральною область дренирует одноименная речка Кыллах. Среди основных гидрографических границ выделяются река Алаakit, обособляющая вулканоструктуру с юга и запада, и река Марха – с востока, а также их боковые притоки.

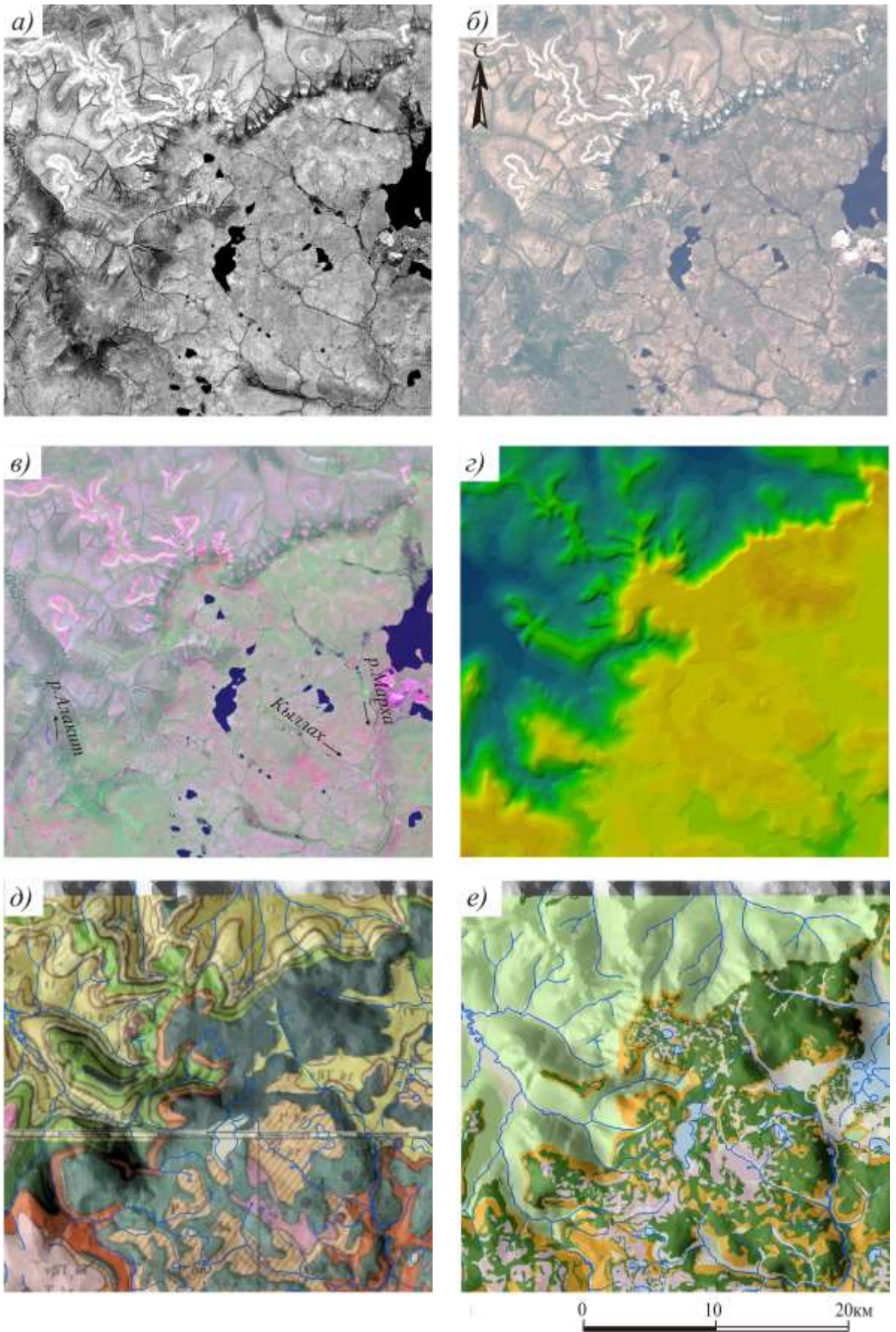
На западе и севере границы структуры имеют сильно изрезанный заливообразный характер, обусловленный интенсивными эрозионными процессами и глубоким врезанием современной гидросети. Размеры вулканоструктуры составляют 70x40 км, а общая ее измеренная площадь не превышает 680 км².

При анализе отображения вулканоструктуры в современном рельефе по космоснимкам (рис. 4.18а, б) и топооснове (рис. 4.18г) достаточно точно определяются западная и северная границы вулканоструктуры, где на дневную поверхность выходят карбонатные породы нижнепалеозойского возраста. Установление восточной и южной границ становится возможным благодаря трассированию по линиям раздела смежных вулканоструктур бестрапповых участков (рис. 4.18д, е), которые также выделяются и при сопоставлении геологических разрезов (рис. 4.19а). На востоке граница вулканоструктуры проходит по долине реки Марха, развивающейся по бестрапповому пространству между смежными вулканоструктурами.

Эпицентральною область подчеркивается интенсивностью остаточных аномалий магнитного поля, характеризующими более мощные интрузии вулканоструктур. При этом области концентрации повышенных значений полей и их понижений позволяют также картировать внешние границы структуры.

Гипсометрия современной дневной поверхности внутри границ вулканоструктуры характеризуется относительной выдержанностью и составляет 600-670 м, резкие понижения в рельефе до 500 м отмечаются в местах выклинивания мощности интрузивных образований вблизи границ структуры.

В геологических разрезах достаточно отчетливо устанавливаются повышенные мощности интрузивных образований, к которым приурочены наиболее возвышенные части современного рельефа. В понижениях же рельефа буровыми скважинами вскрываются туфогенные образования. Их средние мощности не превышают 20-40 м. На участках эпицентральных областей отмечается повышение этих мощностей до 60-70 м, иногда до 80 м (рис. 4.19). При этом, среди них по материалам Амакинской экспедиции (Салихов, Морозова, Цой и др., 2008ф) отмечаются разрезы с преобладанием средне- и крупнообломочных разностей туфов, относимых к субжерловым фациям (рис. 4.20). Таким образом, скважины, в которых фиксируются средне- и крупнообломочные туфы с их повышенными мощностями, позволяют



Начало рисунка 4.18

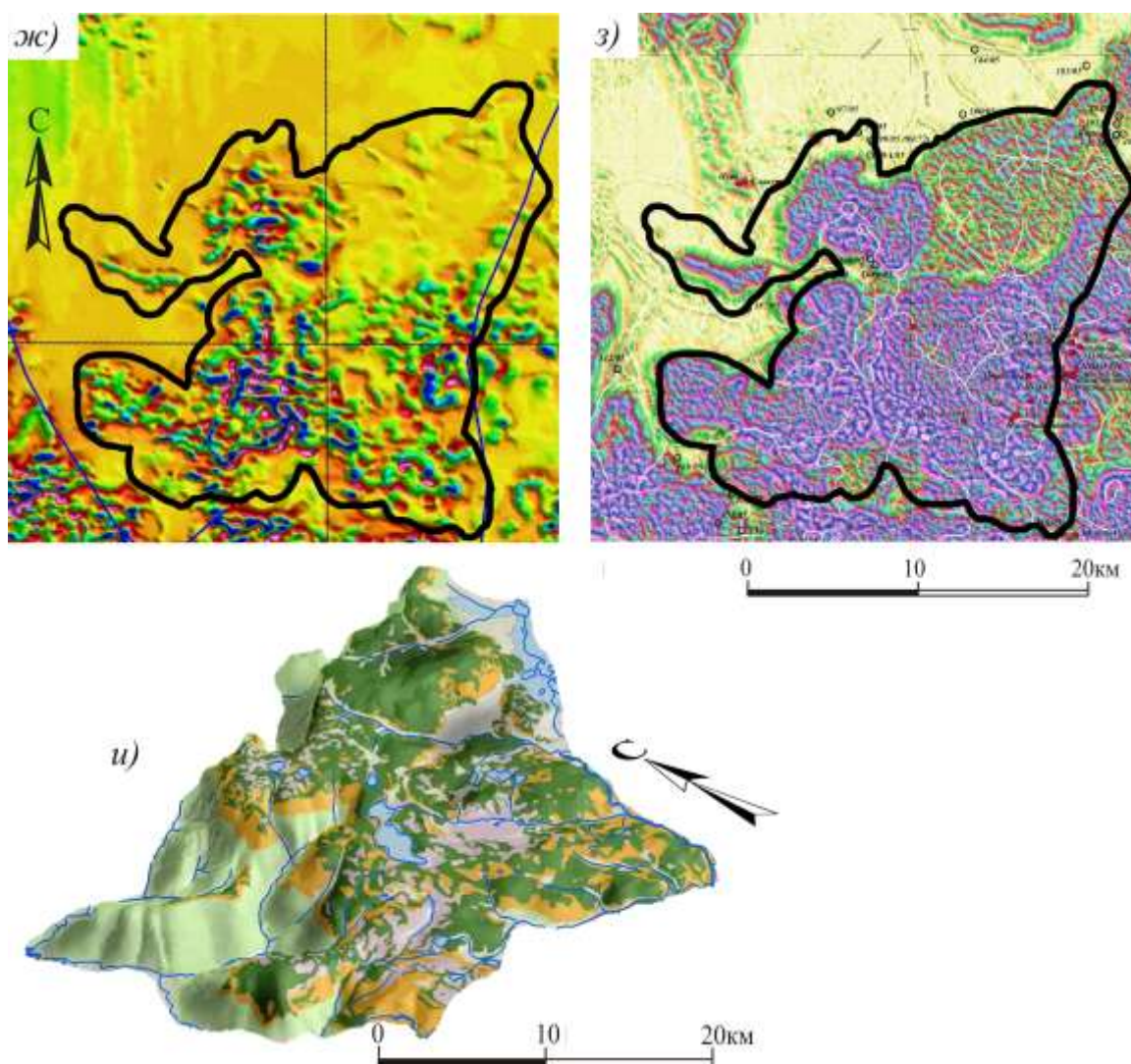


Рисунок 4.18 – Элементы модельных построений Кыллахской вулканоструктуры:
Условные обозначения см. рис. 4.14; 4.16

более детально картировать контур эпицентральной области, в пределах которой располагались очаги вулканической деятельности.

Согласно результатам выделения лавовых покровных образований, проведенных сотрудниками Амакинской ГРЭ, Камышевой Г.Г. и Солоненко О.А., (1975ф; 1978ф; 1981ф), на площади рассматриваемой вулканоструктуры также выделены участки развития базальтов.

Геологический разрез, построенный по профилю 13 (рис. 4.19а), наиболее наглядно демонстрирует элементы строения вулканоструктуры, характеризующие ее эпицентральною область. Здесь вскрыты интрузивные образования подводящего канала мощность до 100 м, инъективный блок пород нижнего палеозоя и мощные (до 170-180 м) интрузии, формирующие в современном рельефе возвышенности.

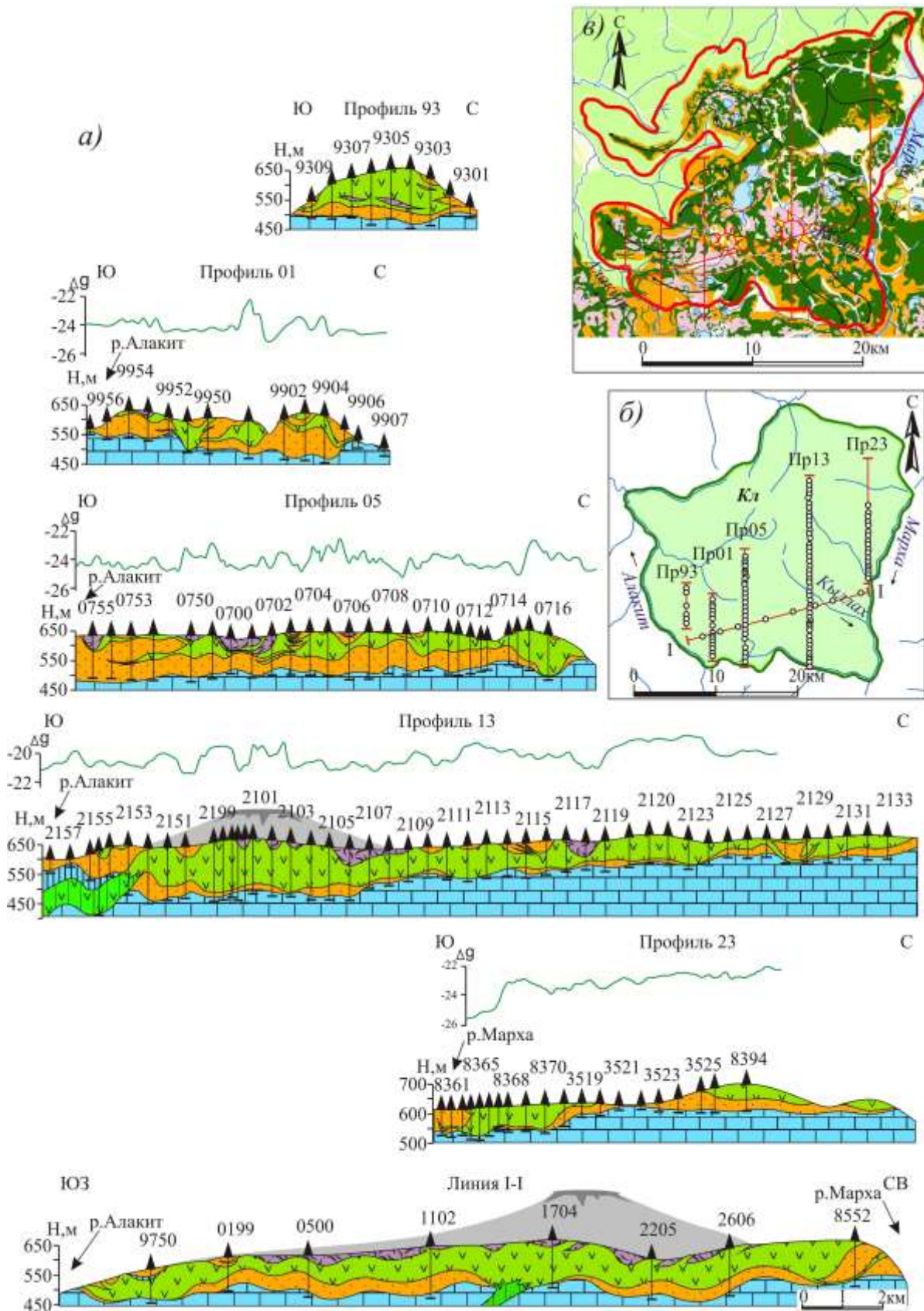


Рисунок 4.19 – Модельные построения Кыллахской вулканоструктуры (а, в) и схема ее размещения в пределах обобщенных гидрографических границ (б). Условные обозначения см. рис. 4.15.

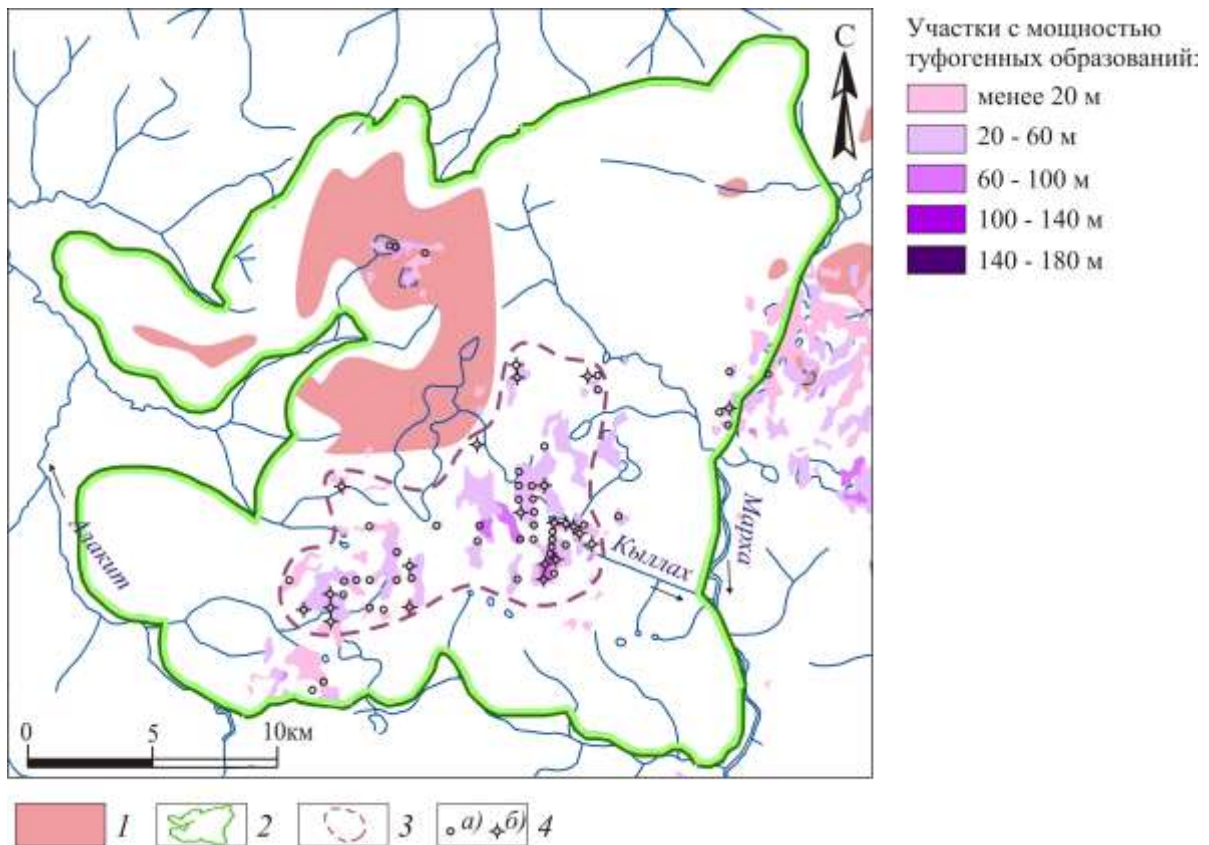


Рис. 4.20 – Схема строения покровных туфолавовых образований Кырлахской вулканоструктуры

1 – участки развития эффузивной фации траппов (базальты, витробазальты, долерито-базальты) по материалам Солоненко О.А. и Камышевой Г.Г. (1975ф; 1978ф; 1981ф); 2 – контуры развития интрузивных тел вулканоструктуры; 3 – контуры эпицентральной области, определяемые по данным развития туфов; 4 – скважины, где в разрезе туфогенной толщи преобладают: а – туфы средне-крупнообломочные; б – туфы крупнообломочные

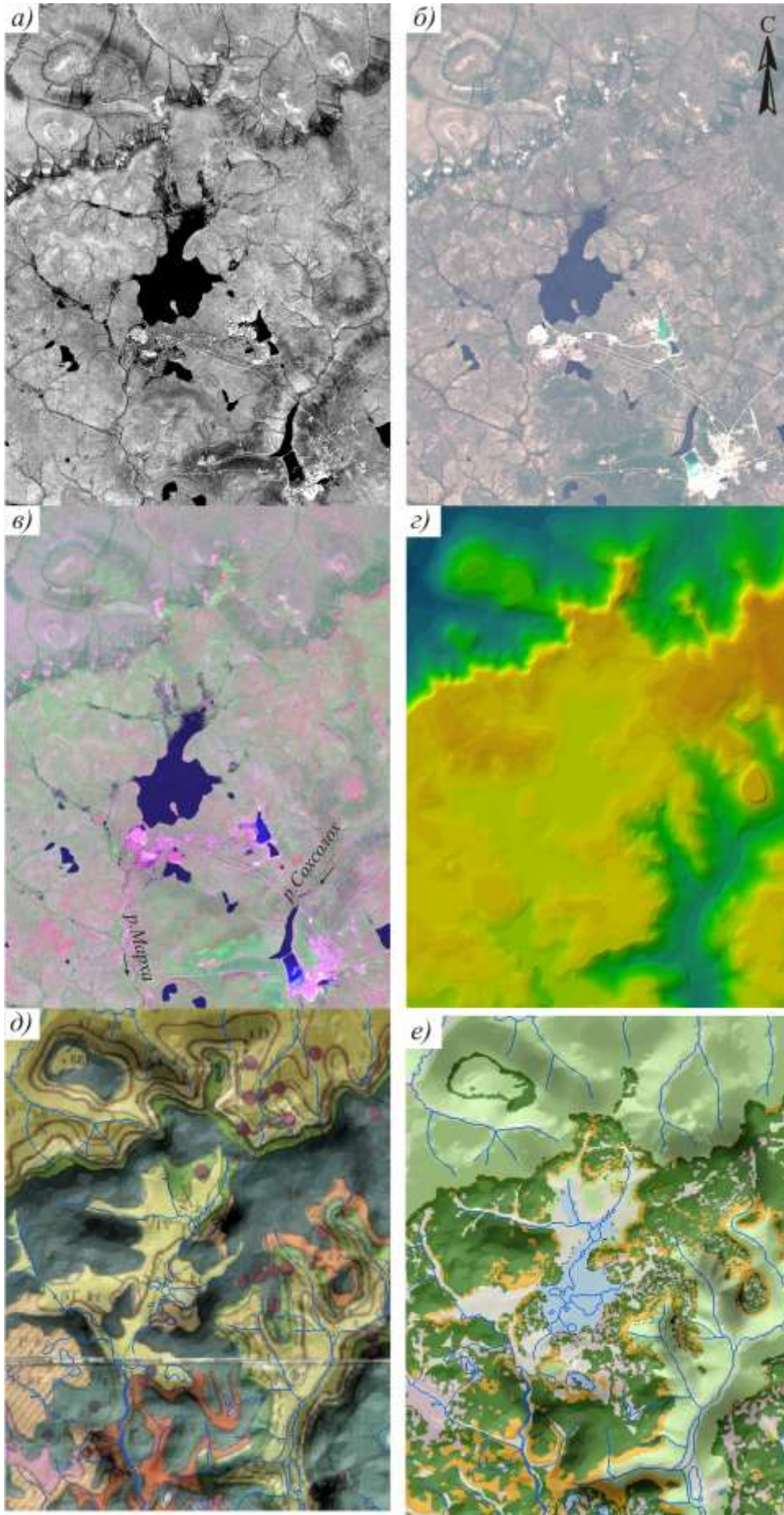
По направлению от эпицентральной области к периферийным частям вулканоструктуры в меридиональном и широтном направлениях развиваются интрузивные тела, характеризующиеся раздувами и пережимами мощностей базитовых тел, которые в свою очередь обусловлены морфоструктурными особенностями кимберлитовмещающих образований. Так, наибольшие мощности интрузий приурочены к линейным депрессиям карбонатного основания, а их сокращения наблюдаются в пределах положительных форм погребенного рельефа. Основные элементы рассматриваемой Кырлахской вулканоструктуры приведены на рисунках 4.18, 4.19 и 4.20.

Верхнемархинская вулканоструктура располагается в центральной части Алакит-Мархинского поля и в плане имеет вытянутую дугообразную форму с продолжением ее северной части в северо-западном направлении. Размеры вулканоструктуры составляют до 10x30 км, а общая измеренная площадь по ее внешним гидрографическим границам составляет до 460 км².

Северная и юго-восточная границы данной вулканоструктуры определяются в современном эрозионном срезе открытым карбонатным полем, что отчетливо дешифрируется по данным космоснимков и находит свое отображение на геологических картах. Выражение западной и северо-восточной границ осложнено тесным сопряжением с соседними вулканоструктурами. Благодаря реализованной здесь плотной сети скважин западная граница уверенно картируется по линии сокращения или полного выклинивания интрузивных тел (рис. 4.22а). В отношении северо-восточной границы со смежной Верхнесытыканской вулканоструктурой фиксируется валообразный характер рельефа дневной поверхности (рис. 4.21а-г), что вызвано раздувом интрузивного массива. Подобная картина может объясняться выклиниванием в этом месте Верхнемархинской структуры и прохождении здесь, в более низких горизонтах вмещающих отложений, подводющего канала для соседней вулканоструктуры.

В отдельной комбинации космоснимков данный участок характеризуется наличием проявлением розовых оттенков, указывающих на бедную либо полное отсутствие растительности в их пределах, что свидетельствует об обнажении здесь базитов. В пользу выклинивания Верхнемархинской структуры по данной границе говорит и особенность отображения интрузии в магнитных полях, выраженное довольно однородной линией интенсивности поля вдоль характеризуемой границы вулканоструктуры. Говоря об элементах строения данной вулканоструктуры, по данным бурения устанавливается, что ее основной каркас определяют аналогичные протяженные массивы интрузивного комплекса мощностью от 50 до 100 м, достигая 120 м в выделяемых эпицентральных частях. По мере удаления к периферии вулканоструктуры мощности этих массивов закономерно уменьшаются до 20-40 м. При этом в плане и на разрезах отмечается изменение морфологии этих тел на линзовидную с их отрывом от основного массива, обусловленным денудационными процессами.

Эпицентральная область вулканоструктуры с эпицентром вулканической деятельности устанавливается по данным бурения, где отдельными скважинами вскрыты такие элементы как подводный канал с мощностью до 50-60 м, инъективные блоки терригенно-карбонатных пород, туфогенные отложения с повышенными мощностями до 50-80 м, а также крупные раздувы интрузивных массивов, формирующих в современном рельефе куполо-горсты. При этом в отдельных скважинах, вскрывших туфогенные отложения, установлены их средне- и крупнообломочные разности (рис. 4.22). Здесь же картируются и лавовые покровные образования, что также указывает на близость эпицентра извержения и на деятельность вулканических аппаратов в пределах выделяемой структуры. Более подробно элементы строения Верхнемархинской вулканоструктуры приведены на рисунках 4.21 – 4.24.



Начало рисунка 4.21

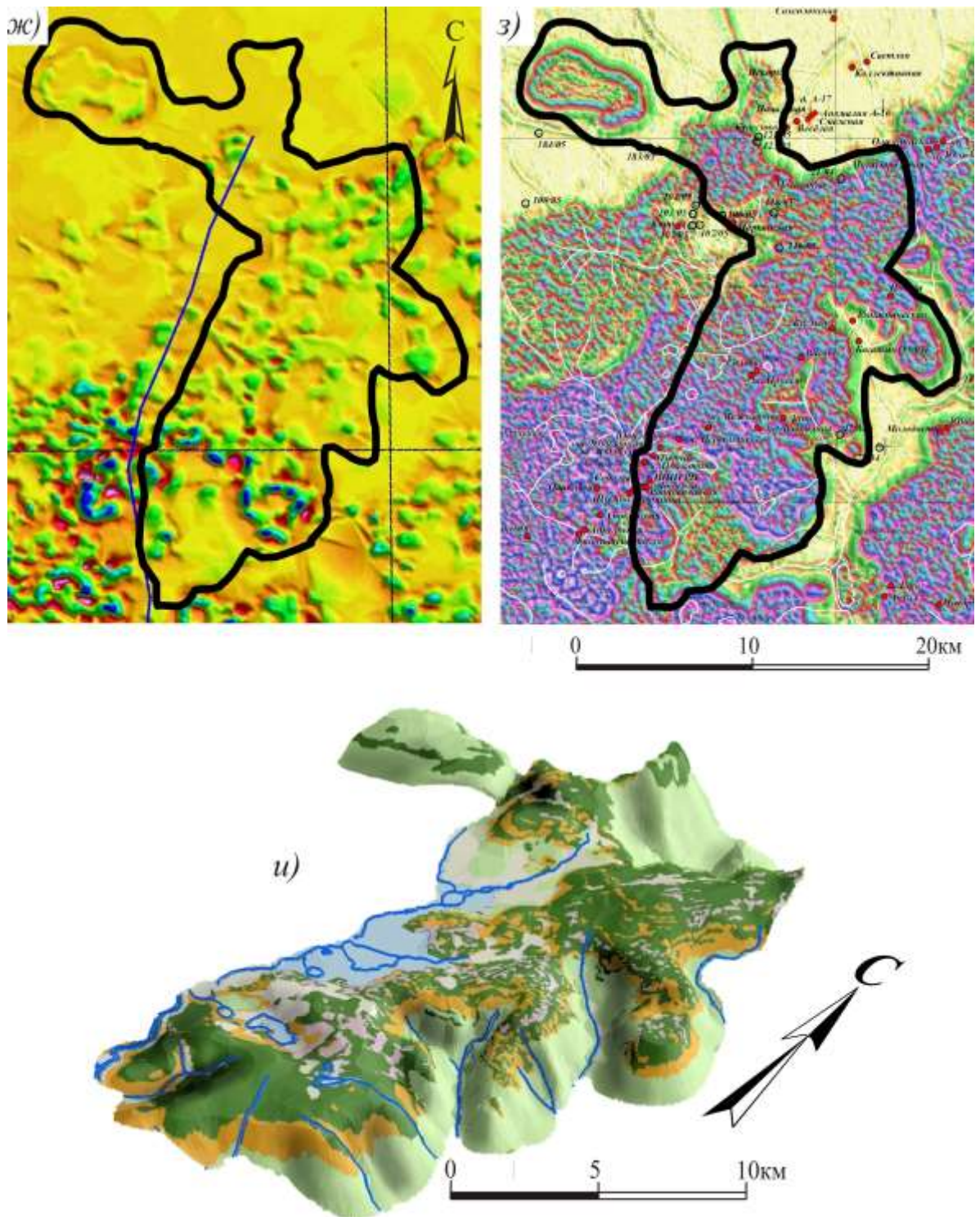


Рисунок 4.21 – Элементы модельных построений Верхнемархинской вулканоструктуры
Условные обозначения см. рис. 4.14; 4.16

Верхнесытыканская вулканоструктура занимает северо-восточное обрамление Алаakit-Мархинской группы и имеет следующие гидрографические границы: на западе ограничивается долиной реки Сохсолох, на северо-востоке – рекой Сытыкан и на юго-востоке – рекой Чукука.

Геологические границы структуры имеют заливообразный характер, осложненный эрозионными процессами и глубоким врезанием современной гидросети вглубь структуры.

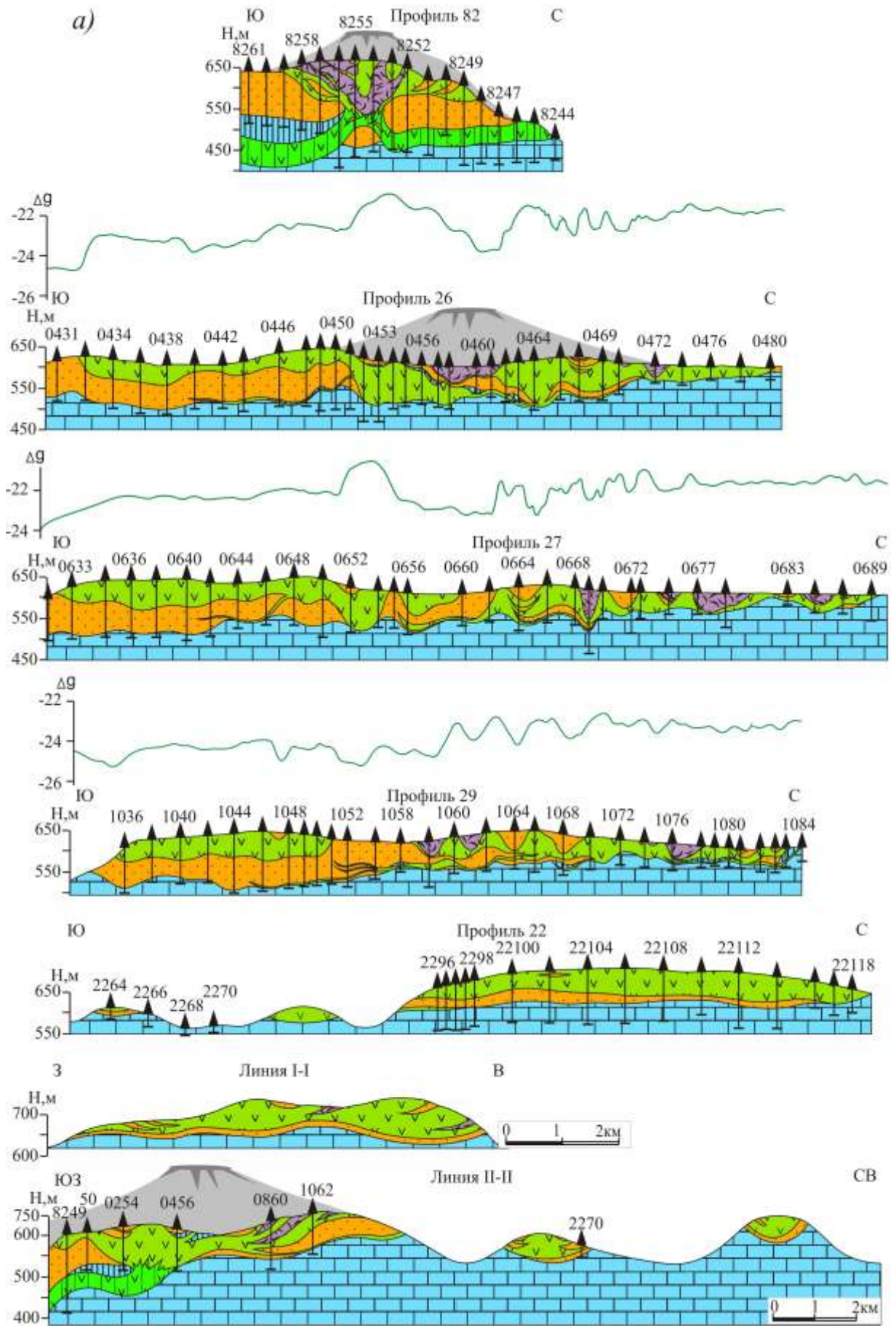


Рис. 4.22 – Геологические разрезы Верхнемархинской вулканоструктуры
Условные обозначения см. рис. 4.15

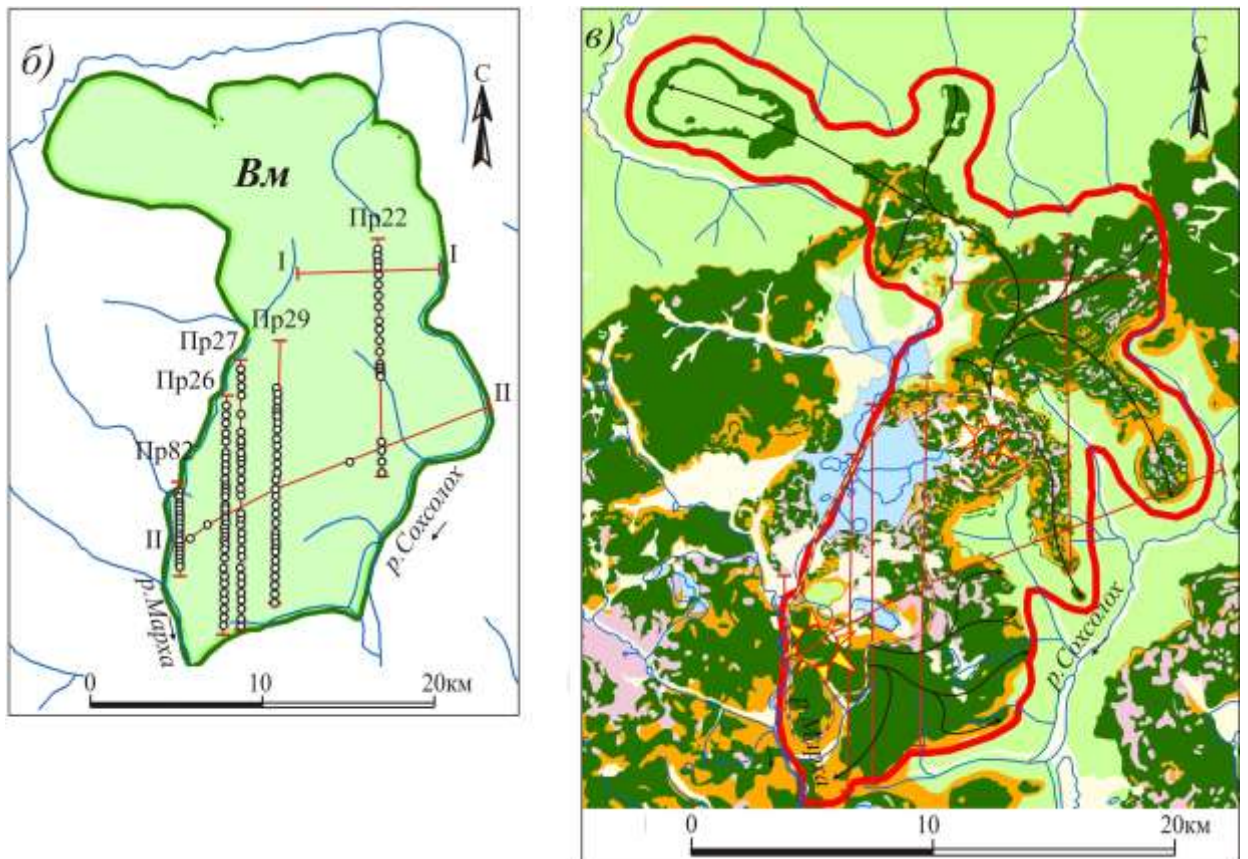


Рис. 4.23 – Схема размещения буровых профилей и линий разрезов (а) и схема элементов строения Верхнемархинской вулканоструктуры (б). Условные обозначения см. рис. 4.15.

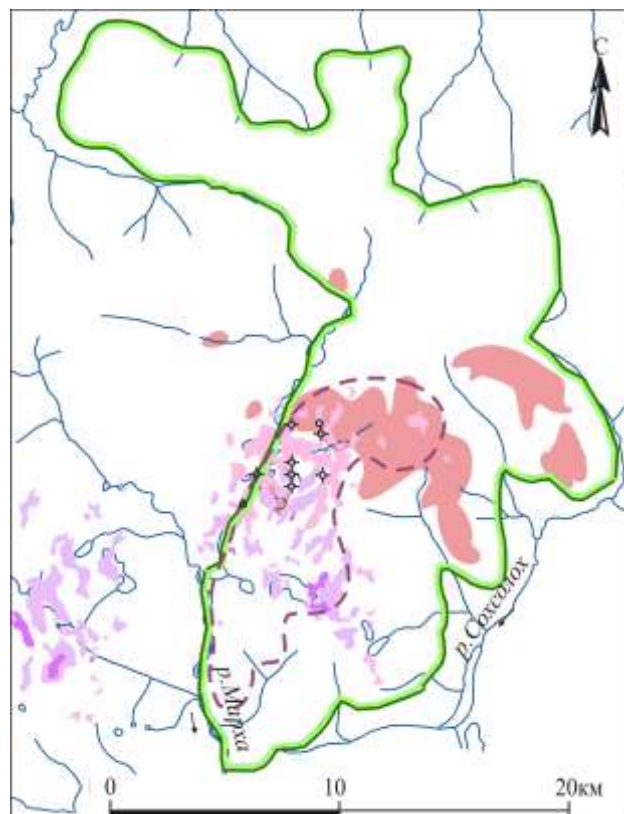


Рис. 4.24 – Схема строения покровных туфолавовых образований Верхнемархинской вулканоструктуры. Условные обозначения см. рис. 4.20

Практически вдоль всего внешнего контура характеризуемая вулканоструктура ограничивается в современном эрозионном срезе открытым карбонатным полем, в пределах которого на дневную поверхность выходят нижнепалеозойские отложения.

Размеры вулканоструктуры не превышают 40 x 100 км, а ее общая измеренная картографическая площадь по ее гидрографическим границам составляет 700 км².

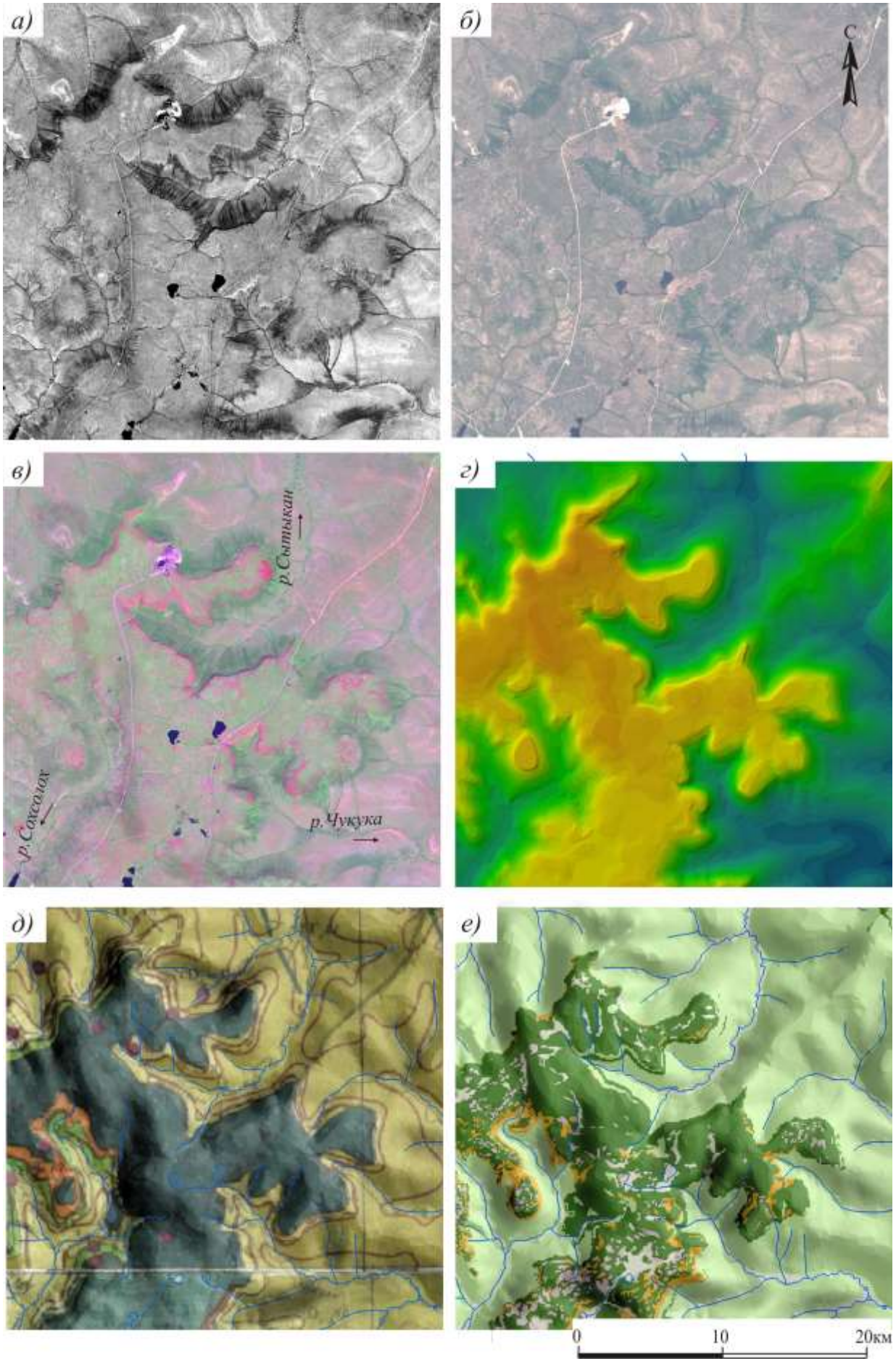
Наиболее возвышенные абсолютные отметки современного рельефа составляют до 760 м, плавно уменьшаясь в западных и юго-западных румбах до 500-550 м в местах развития современных речных долин. Наибольшие возвышенности в рельефе пространственно приурочены к эпицентральной области, которые характеризуются по данным бурения (рис. 4.26а) наличием в их пределах раздувов интрузивов, инъективных блоков пород нижнего палеозоя, а также останцами туфогенных отложений в понижениях траппового рельефа. В южной части вулканоструктуры по материалам Камышевой Г.Г. и Солоненко О.А. в непосредственной близости к отдельной эпицентральной области сохранились признаки вулканической деятельности в виде базальтовых останцов (Камышева, Солоненко и др., 1975ф; 1978ф; 1981ф). Их общая площадь развития не превышает 15 км².

Размеры эпицентральных интрузивов, которые, по сути, образуют группы куполов, составляют от 50-70 м до 100-120 м в вертикальном разрезе. Отходящие от них интрузивные массивы, характеризующиеся раздувами и пережимами, развивались в соответствии с морфоструктурным планом вмещающих терригенно-карбонатных отложений, что выражено в приуроченности раздувов к линейным депрессиям карбонатного основания и сокращающимися мощностями интрузивных тел в поперечном разрезе в пределах положительных форм погребенного рельефа. От предполагаемых эпицентральных областей эти интрузивные массивы развивались в меридиональном и широтном направлениях, а угол их залегания в местах резкого сокращения и выклинивания изменяется от субгоризонтального до полого и круто восстающего. Комплект модельных построений на Верхнесытыканскую вулканоструктуру приведен на рисунках 4.25 – 4.27.

В центральной части Алакит-Мархинского поля выделена *Байтахская* вулканоструктура. В ее центральной части расположено крупное озеро Байтах. На севере и востоке данная вулканоструктура ограничена долинами реки Марха и ее правых притоков, на западе – реки Тегюрюк и ее левых притоков.

В плане вулканоструктура имеет относительно изометричный контур, а ее картографические размеры не превышает 30 x 35 км, при этом общая измеренная площадь структуры составляет до 510 км².

Рассматриваемая базитовая структура имеет сложные границы со смежными вулканоструктурами. На картах магнитного поля эти границы теряются за счет наложения



Начало рисунка 4.25

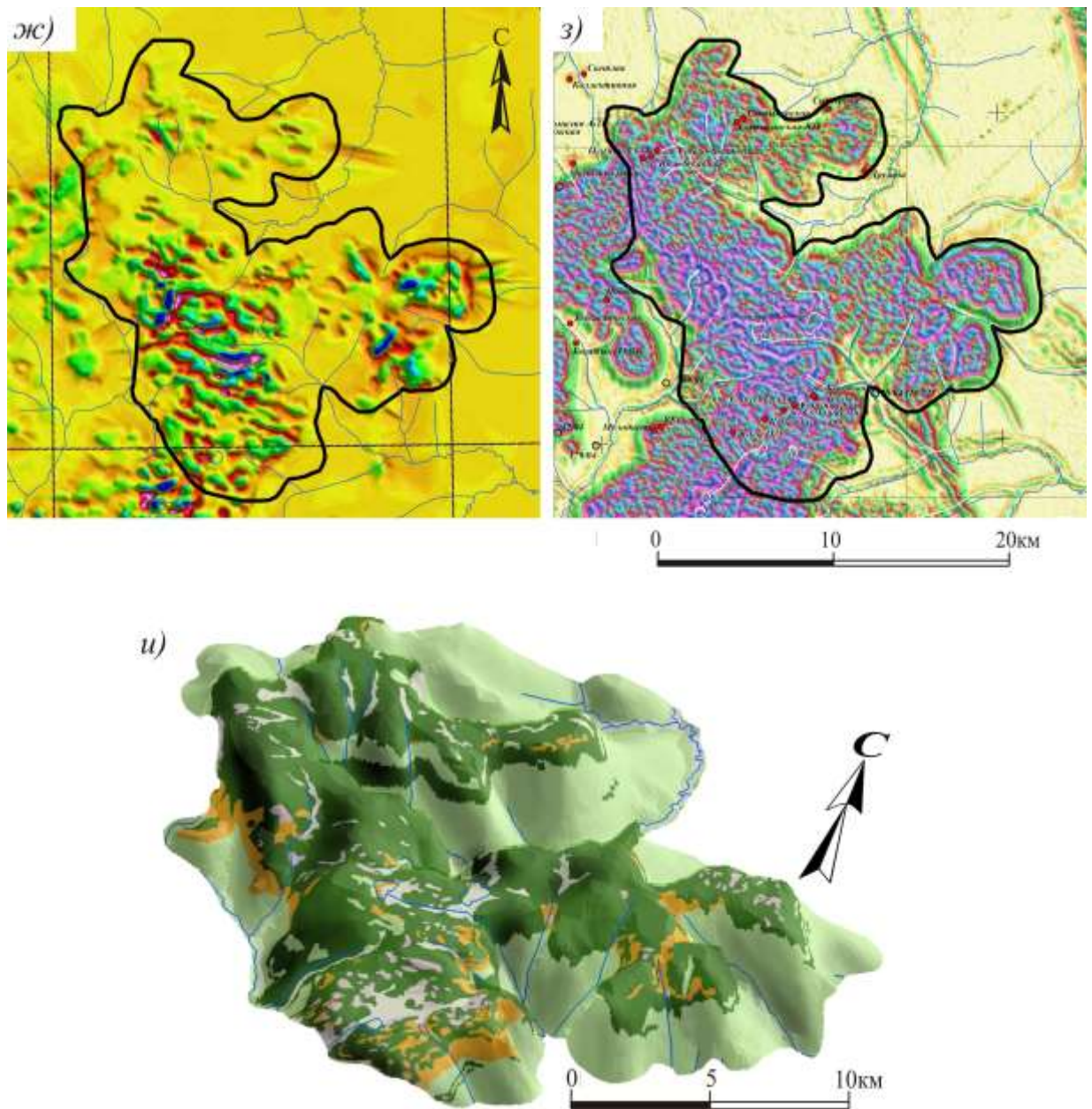


Рисунок 4.25 – Элементы модельных построений Верхнесытыканской вулканоструктуры
 Условные обозначения см. рис. 4.14; 4.16

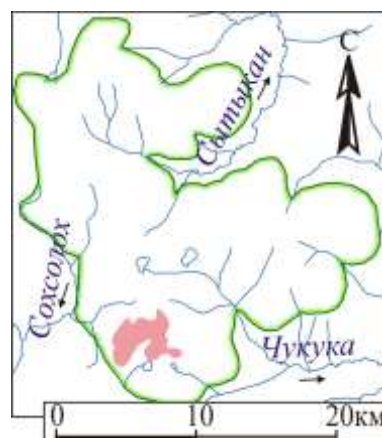


Рис. 4.26 – Схема размещения эффузивных образований Верхнесытыканской вулканоструктуры. Условные обозначения см. рис. 4.20

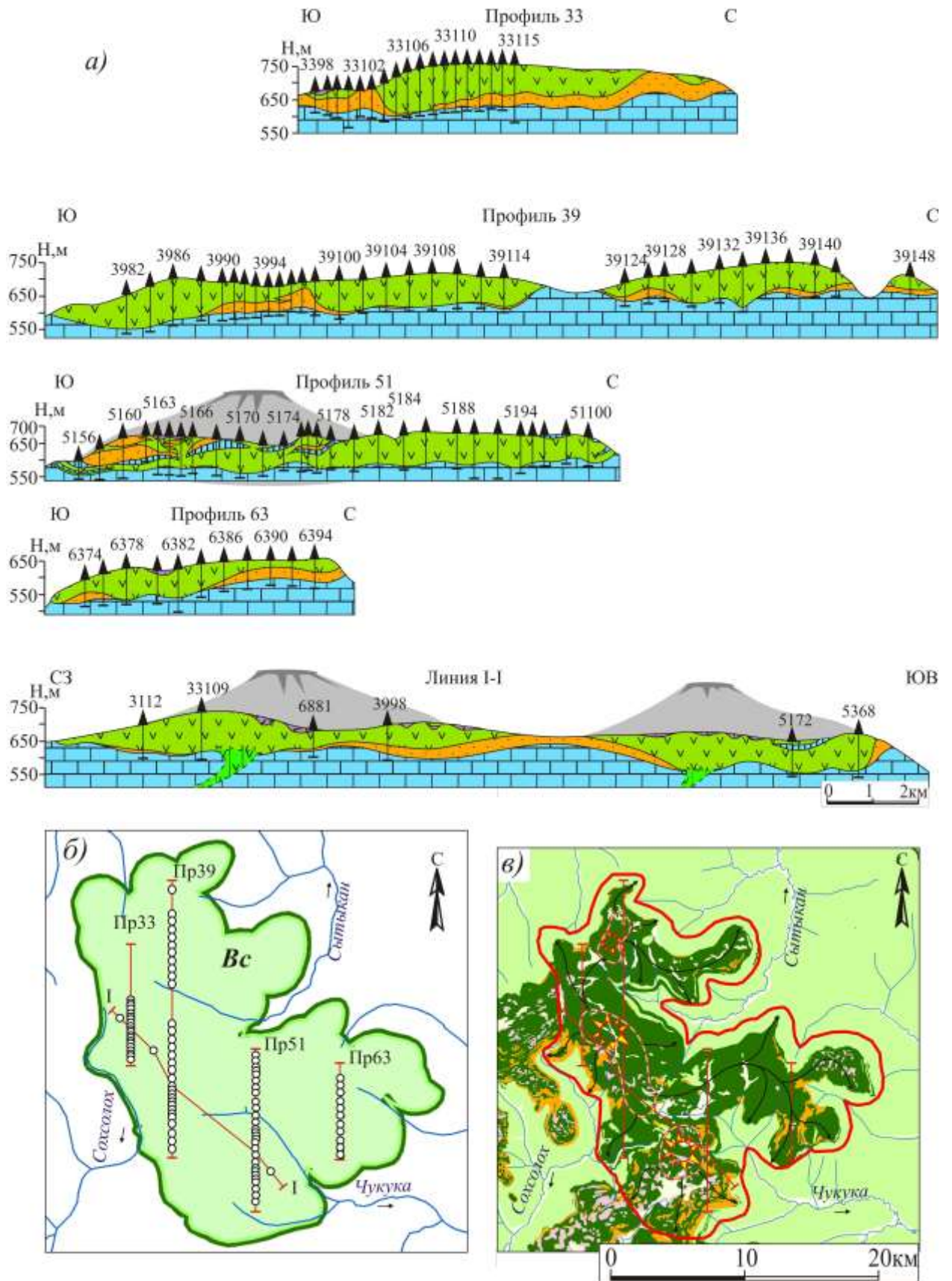


Рисунок 4.27 – Модельные построения Верхнесытыканской вулканоструктуры (а, в) и схема ее размещения в пределах обобщенных гидрографических границ (б). Условные обозначения см. рис. 4.15.

полей, создаваемых от погребенных интрузивных тел Байтахской и подводющих каналов смежных базитовых структур.

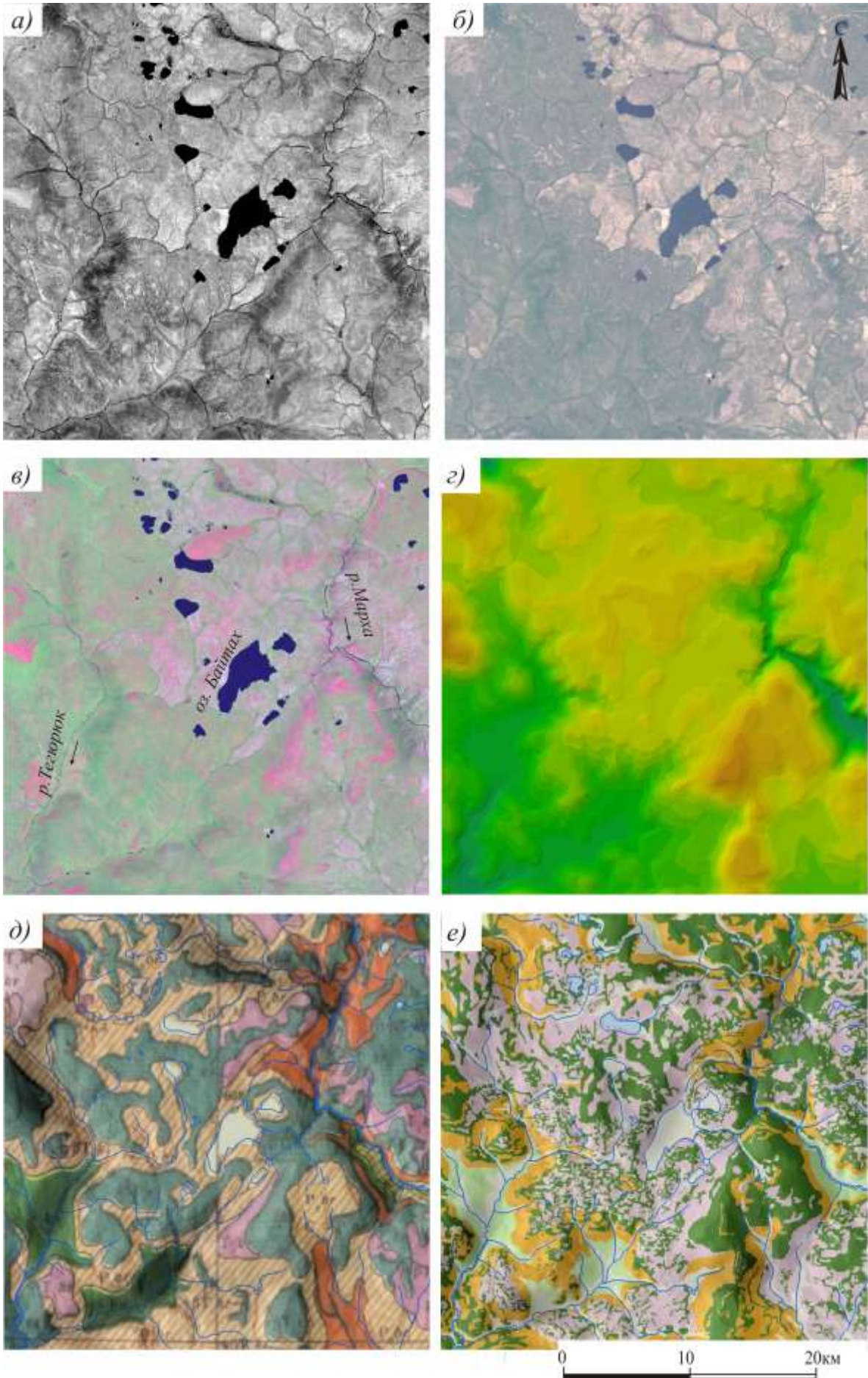
При этом основное тело интрузивных образований подчеркивается интенсивностью остаточных аномалий магнитного поля (рис. 4.28ж), а выклинивание и сокращение основных объемов интрузий отмечается участками понижения значений поля.

Места выклинивания краевых частей протяженных интрузивных массивов и вулканоструктуры в целом отмечаются резкими перепадами абсолютных отметок (рис. 4.28г) и выходами базитовых интрузий в естественных обнажениях в пределах речных долин. Здесь, в краевых частях вулканоструктур на дневной поверхности вскрываются терригенные отложения верхнего палеозоя, являющиеся благоприятной основой для развития разнообразной растительности. В комбинации различных спектральных каналов космоснимков, характеризующих почвенно-растительный слой (рис. 4.28в), участкам развития отложений верхнего палеозоя соответствуют оливково-зеленые оттенки, что является показателем примеси хвойных пород. Розовые оттенки характеризуют участки скудной растительности, что характерно для обнажений базитовых образований на дневной поверхности. Учитывая вышеизложенные материалы по рассматриваемой вулканоструктуре, в том числе анализ рельефа, развитие межтрапповых «коридоров» и линейных групп бестрапповых «окон», а также построенные геологические разрезы, становится возможным уверенно установить внешние границы Байтахской вулканоструктуры со смежными.

В границах развития вулканоструктуры выделяются две эпицентральные области с расположенными в их пределах потенциальными эпицентрами вулканической деятельности. Первая из них картируется по данным бурения, где вскрыто интрузивное тело подводющего канала, осложненное апофизами, инъецирующими блок нижнепалеозойских карбонатных отложений. При этом подводющий канал вскрыт скважиной не полностью и его зафиксированная мощность составляет около 50 м, а отходящие от него более мелкие тела имеют установленную мощность до 10-20 м.

В пределах этой же области фиксируется осложненная множественными раздувами и пережимами морфология интрузивных тел, подчеркивающих унаследованность морфоструктур вмещающих образований. В отрицательных понижениях кровли интрузивов повсеместно развиты туфогенные отложения, сохранившиеся от процессов денудации.

По материалам Амакинской ГРЭ здесь во многих скважинах выделяются разрезы с преобладанием средне-крупнообломочных и крупнообломочных туфов (рис. 4.29), характерных для субжерловых и жерловых фаций, что позволяет определить контуры эпицентральной



Начало рисунка 4.28

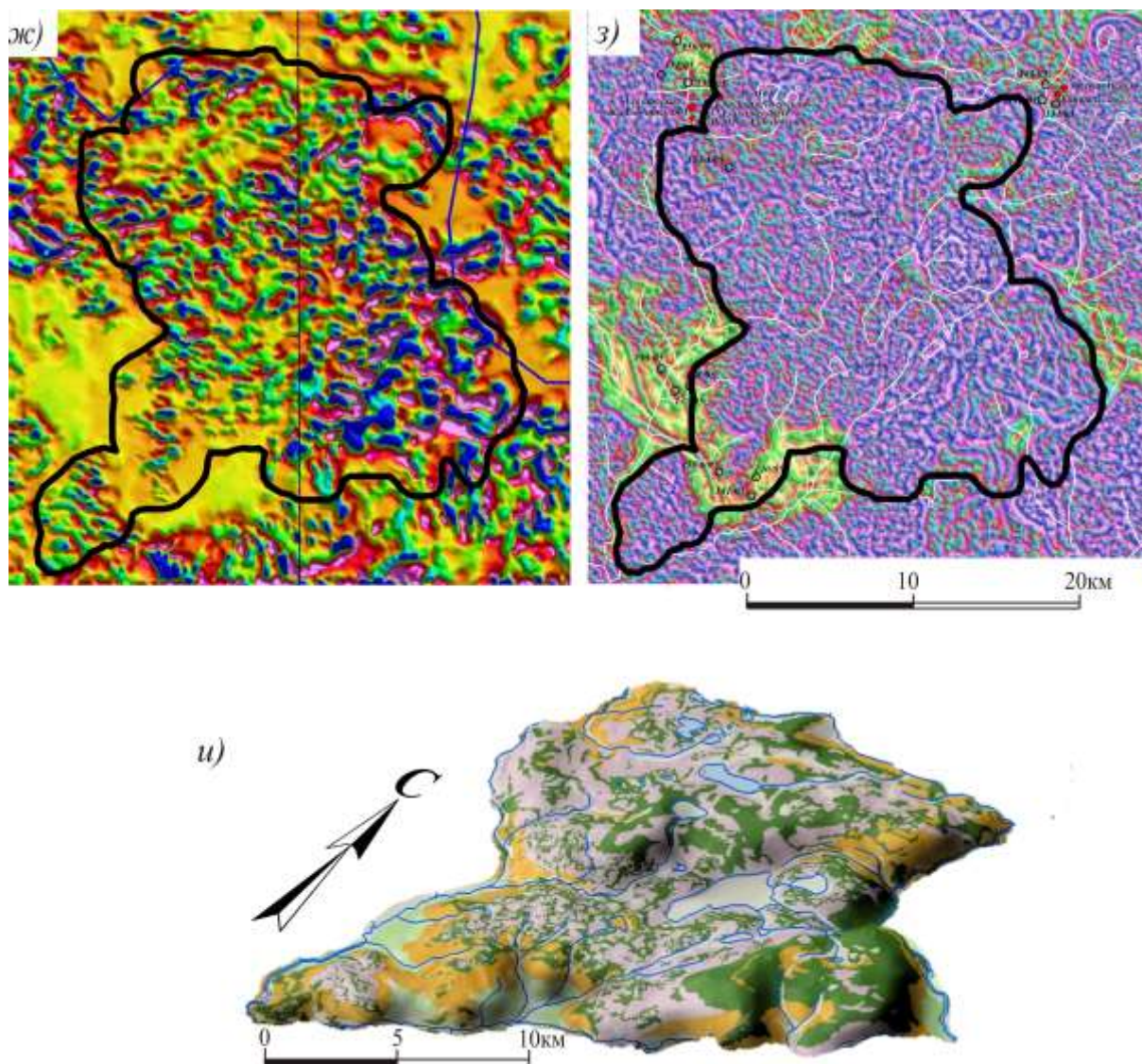


Рисунок 4.28 – Элементы модельных построений Байтахской вулканоструктуры
Условные обозначения см. рис. 4.14; 4.16

области (рис. 4.28). Отдельно следует отметить, что сегодня, при сопоставлении результатов выделения эффузивных образований (Камышева, Солоненко и др., 1975ф) с предполагаемым участком развития эпицентральной области, выделяемой в качестве одного из главных элементов строения вулканоструктуры, наблюдается их пространственная сопряженность. Это указывает, во-первых, на правильность картирования эпицентральной области вулканоструктуры и, во-вторых, с учетом подобных построений по смежным вулканоструктурам, на наличие в пределах выделяемых базитовых структур собственных вулканических аппаратов.

Другая подобная эпицентральная область устанавливается по наличию участка с возвышенным рельефом современной поверхности и выраженного интенсивного участка остаточных аномалий магнитного поля, указывающего на интрузивную активность базитового магматизма. Графические материалы, иллюстрирующие характер строения Байтахской вулканоструктуры приведены на рисунках 4.28 – 4.30.

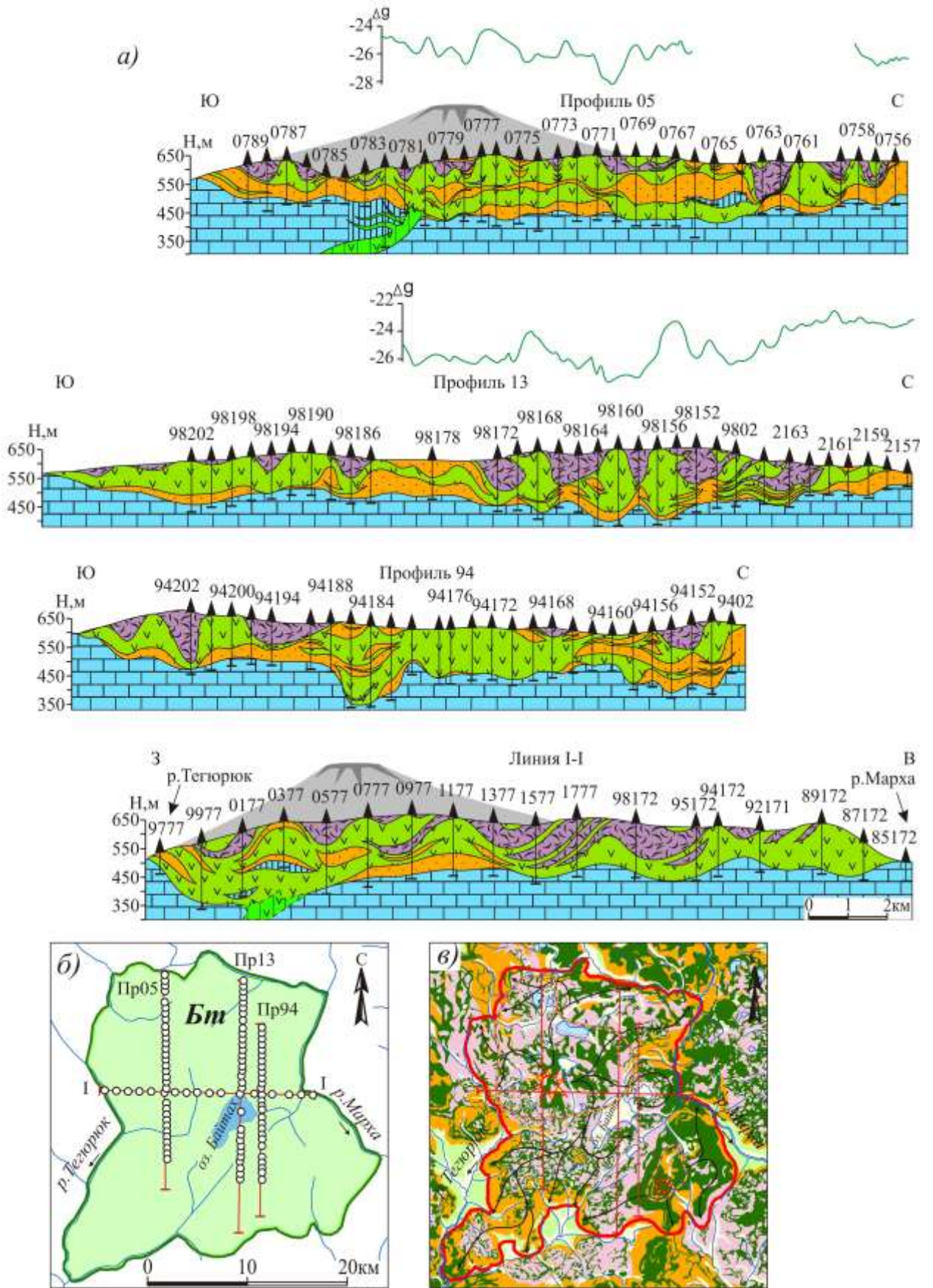


Рисунок 4.29 – Модельные построения Байтахской вулканоструктуры (а, в) и схема ее размещения в пределах обобщенных гидрографических границ (б). Условные обозначения см. рис. 4.15.

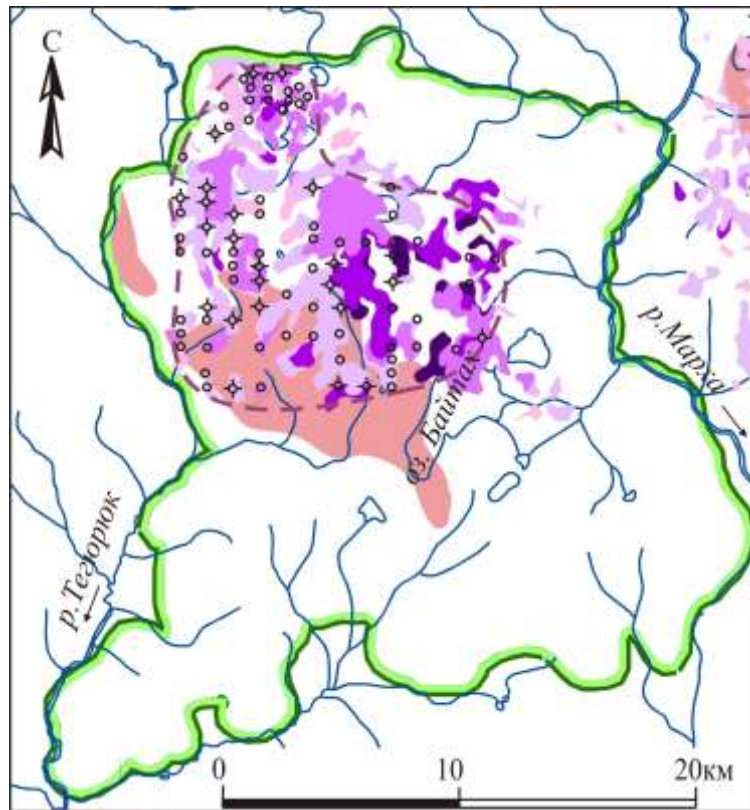


Рис. 4.30 – Схема строения покровных туфолавовых образований Байтахской вулканоструктуры. Условные обозначения см. рис. 4.20

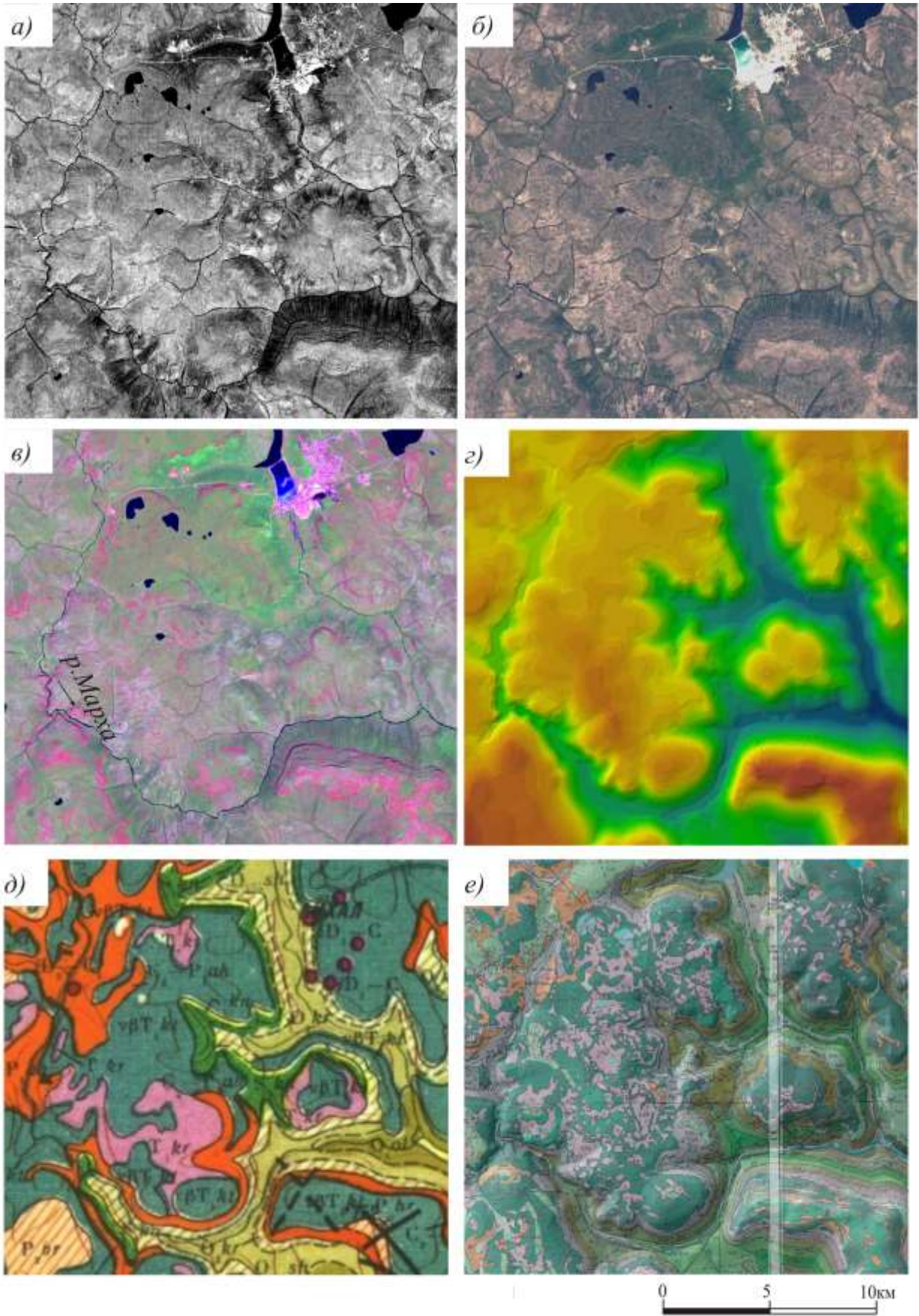
К востоку от Байтахской выделяется *Конёкская* вулканоструктура. При этом в пространственном отношении данная вулканоструктура территориально занимает южную часть Алакит-Мархинского кимберлитового поля. На западе и юге она ограничена долиной реки Марха, а на востоке – северо-востоке – долиной реки Сохсолох. Размеры Конекской вулканоструктуры составляют в среднем 15x20 км, а ее измеренная картографическая площадь не превышает 260 км². Как и для смежных вулканоструктур этой же группы, ее границы в современном эрозионном плане довольно сильно изрезаны и имеют сложные заливообразные очертания. Эрозионные процессы находят свое отражение и в площадном распределении интрузивных массивов с появлением характерных линейных бестрапповых «коридоров» и вытянутых «окон». В пределах этих бестрапповых элементов мощности интрузий долеритов резко сокращаются до 0,5 - 2,0 м или полностью выклиниваются.

Рассматриваемая вулканоструктура в своей наиболее возвышенной части достигает абсолютных отметок в 675 - 680 м, которые плавно уменьшаются по направлению к ее внешним границам. Этот возвышенный в современном рельефе участок характеризует пространственное расположение эпицентральной области вулканоструктуры, что также подтверждается данными бурения. Так, при построении разрезов, проходящих через эпицентральною область, видно, что

данная особенность рельефа вызвана характером распределения объёмов интрузивного комплекса, и здесь, как и в пределах смежных вулканоструктур, выделяются интрузивные массивы, осложненные серией пережимов и раздувов в поперечном разрезе. В пределах этой области рассматриваемой вулканоструктуры установленные мощности интрузивных массивов составляют 100-120 м, увеличиваясь на отдельных отрезках до 160-180 м. При этом средние мощности массивов не превышают 40-80 м. Направления простираения вытянутых в плане участков раздува интрузий, так называемых протяженных массивов, а соответственно и векторы продвижения магматических расплавов, варьируют от преобладающих субмеридиональных до субширотных.

В значительной мере, пространственное распределение и ориентировка протяжённых интрузивных массивов повышенной мощности определяется наиболее выраженными морфоструктурами подстилающего карбонатного основания. К ним относятся долины верхнепалеозойской гидросети и разделяющие их водораздельные пространства, в пределах которых повсеместно устанавливается сокращение мощностей интрузий. Таким образом, характер развития интрузивных массивов отражает, помимо линейно-отрицательных элементов карбонатного плотика, наличие изометричных положительных форм в погребенном рельефе цоколя.

При изучении космоснимков следует отметить отображение элементов строения вулканоструктуры в сочетании спектральных каналов, которое представляет изучаемую поверхность в широком цветовом диапазоне от пурпурно-сиреневых цветов до ярко-зеленых и светло-оливковых (рис. 4.31б). При этом в поле развития на дневной поверхности базитовых образований, в том числе вулканогенных, отмечаются участки, которые характеризуются бедной растительностью, что дает картинку насыщенных пурпурно-сиреневых цветов. Соответственно, здесь подобными цветами визуальнo локализируются как эпицентральные части вулканоструктур, так и отходящие от них протяженные интрузивные массивы, подвергшиеся эрозионным процессам и имеющие сегодня выходы на дневную поверхность. Также этими цветами отображаются места выклинивания краевых частей этих массивов и вулканоструктур в целом, отмечающиеся резкими перепадами абсолютных отметок и выходами базитовых интрузий в естественных обнажениях в пределах речных долин. Эта информация носит уже вспомогательный характер при картировании внешних современных границ развития вулканоструктуры.



Начало рисунка 4.31

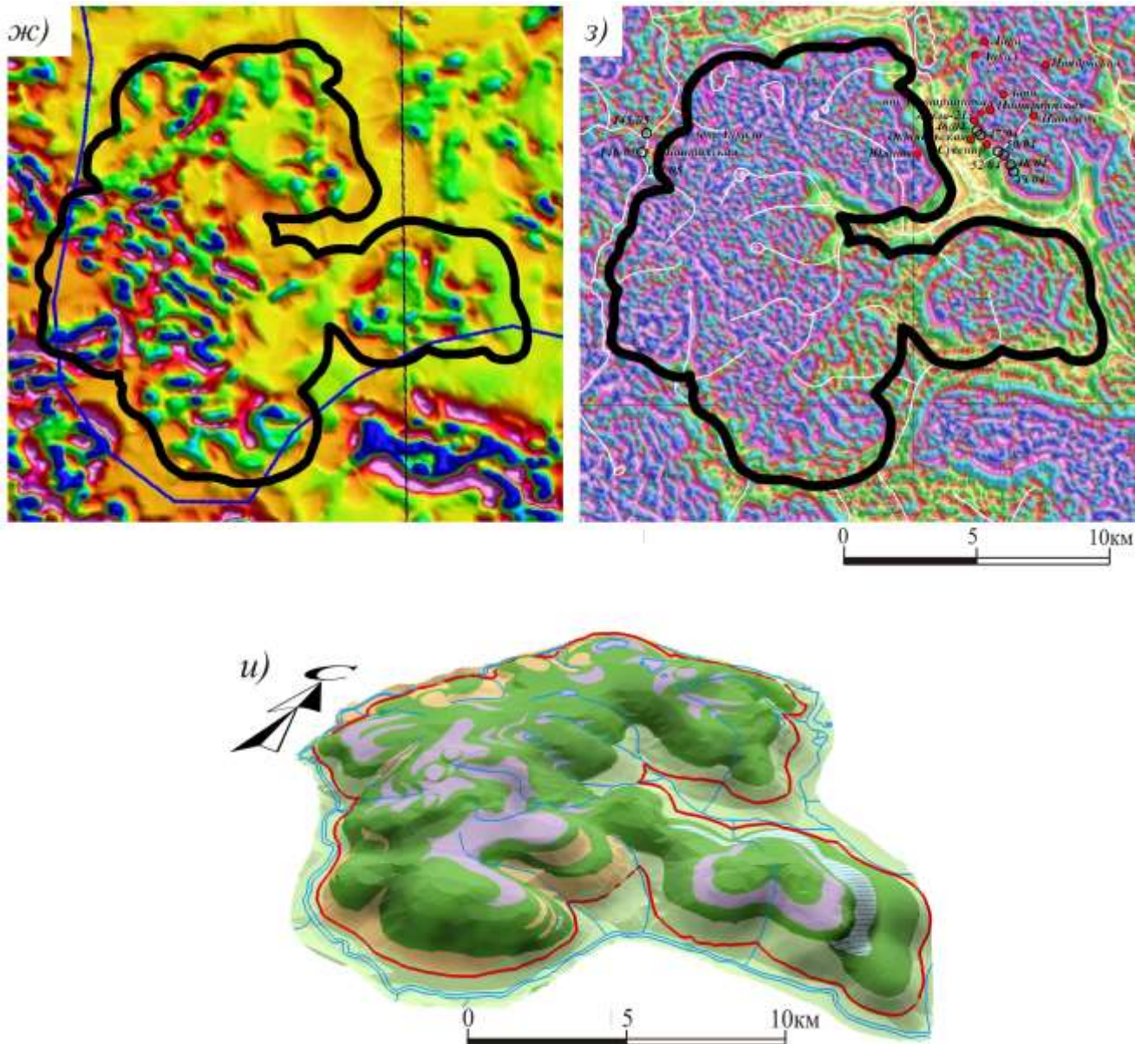


Рисунок 4.31 – Элементы модельных построений Конекской вулканоструктуры
Условные обозначения см. рис. 4.14; 4.16

Геологические разрезы, построенные по данным бурения, позволяют устанавливать наличие туфогенных образований, сохранившихся от денудационных процессов в понижениях траппового рельефа. Так, вскрытые мощности туфогенных образований в пределах эпицентральных областей Конекской вулканоструктуры составляют 80-120 м, где также отмечены средне- и крупнообломочные разности (рис. 4.33), которые указывают на пространственную близость к очагу вулканической деятельности. В периферийных частях структуры мощности туфов составляют уже 10-40м. В пределах северной части Конекской базитовой структуры закартированы покровные образования, определенные как базальты и долерито-базальты (Камышева, Солоненко и др., 1978ф).

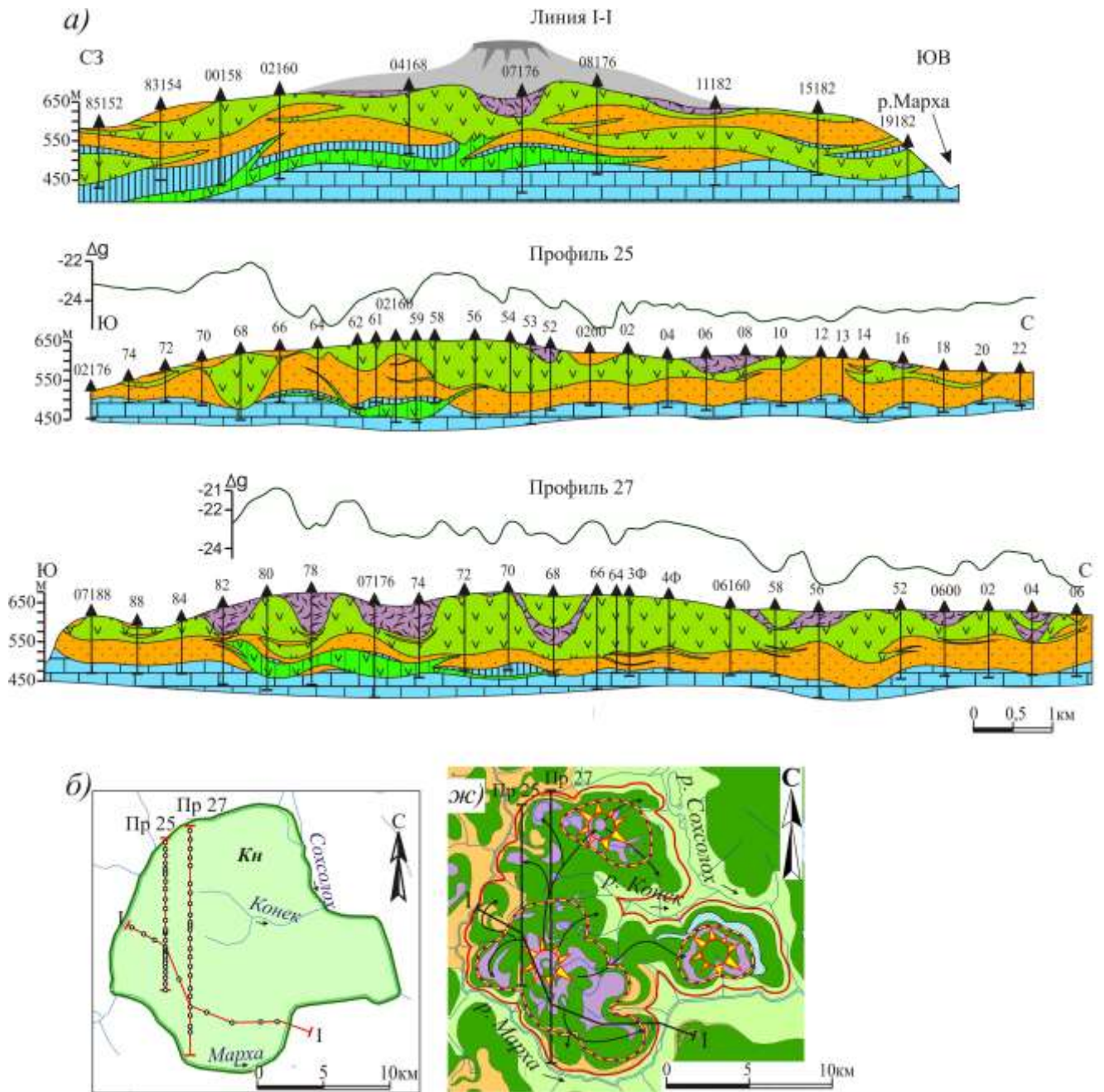


Рисунок 4.32 – Модельные построения Конекской вулканоструктуры (а, в) и схема ее размещения в пределах обобщенных гидрографических границ (б). Условные обозначения см. рис. 4.15.

Для данной вулканоструктуры выделяются следующие элементы ее строения:

- эпицентральные части с повышенными мощностями интрузий, формирующими куполо-горсты, и наиболее высокими абсолютными отметками в современном рельефе;
- вскрытый скважинами подводный канал;
- предполагаемые эпицентры извержений, установленные по пространственной приуроченности к ним вулканогенных образований, крупных куполо-горстов, инъективных блоков;
- отходящие от эпицентральной части разноориентированные интрузивные массивы,

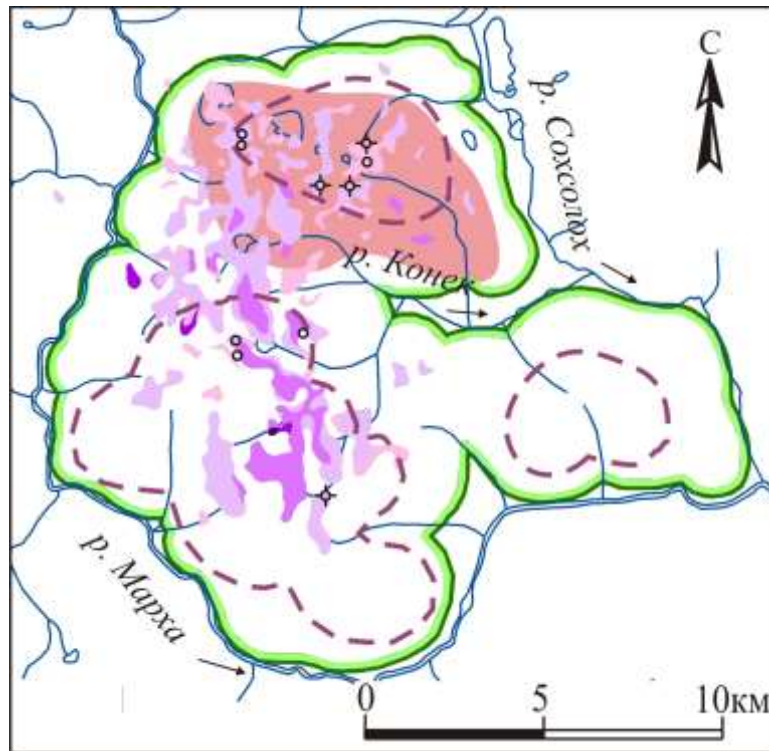


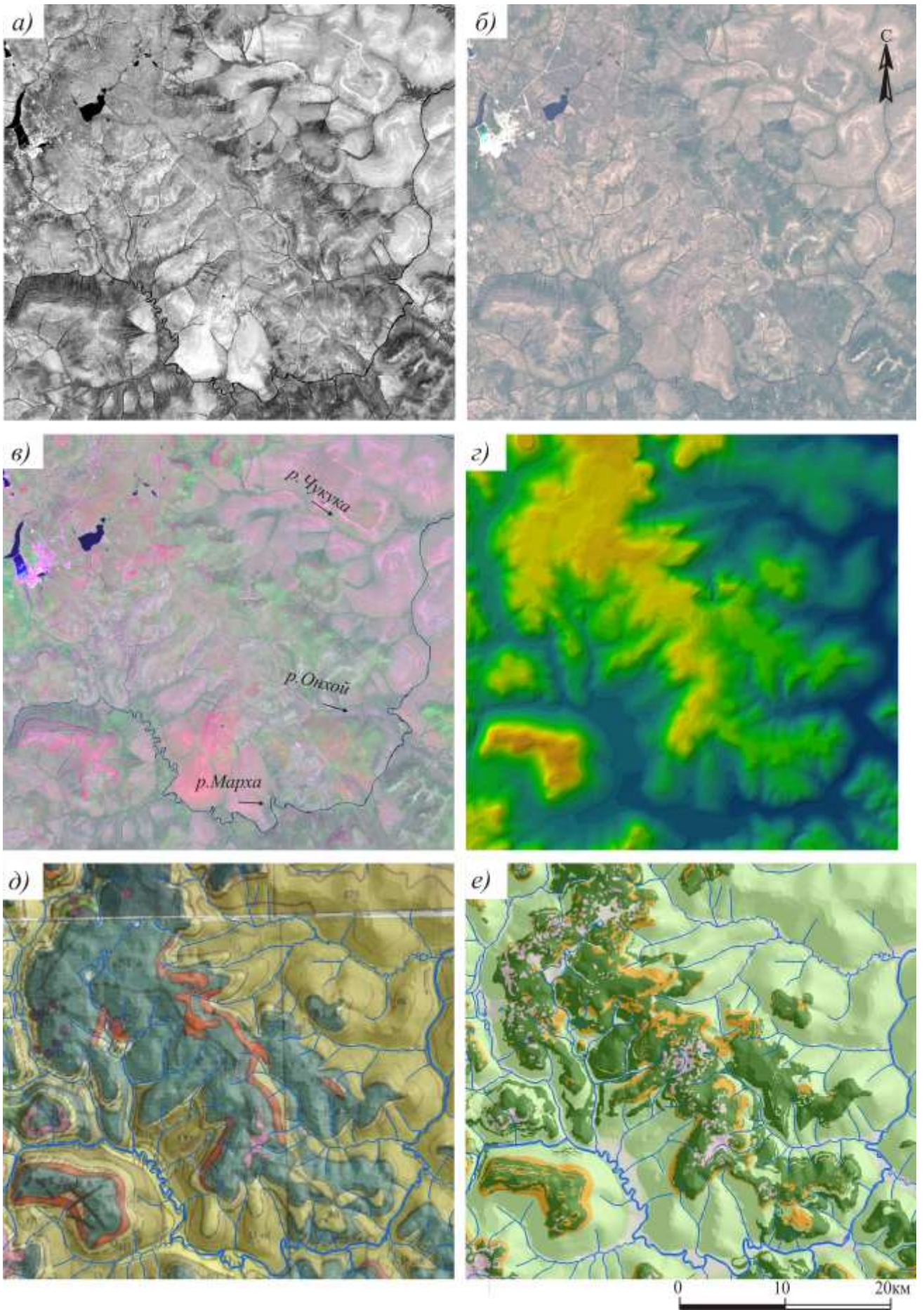
Рис. 4.33 – Схема строения туфолавовых образований Конекской вулканоструктуры. Условные обозначения см. рис. 4.20

чьих мощности сокращаются по мере их приближения к внешним границам вулканоструктуры.

Элементы модельных построений, в полной мере характеризующие Конекскую вулканоструктуру, приведены на рисунках 4.31 – 4.33.

Онхойская вулканоструктура выделена на водоразделе рек Марха и Чукука и занимает юго-восточную часть Алакит-Мархинского поля. Ее эпицентральной область дренирует одноименная речка Онхой.

В современном эрозионном срезе границы рассматриваемой структуры имеют сложный заливообразный характер. Практически вдоль всей внешней границы вулканоструктура ограничена открытым полем нижнепалеозойских карбонатных отложений. В отдельных случаях по периферии базитовых образований, в местах их выклинивания, от денудационных процессов сохранились верхнепалеозойские терригенные отложения. Размеры вулканоструктуры составляют 30х40 км, а общая измеренная по ее гидрографическим границам картографическая площадь структуры составляет до 950 км². Наиболее высокие абсолютные отметки современного рельефа здесь не превышают 700-740 м и устанавливаются в центральной части вулканоструктуры. Наиболее низкие отметки отмечаются в периферийных частях, в местах выклинивания траппов и развития современных речных долин, где составляют уже 500-520 м. Построенный геологический разрез по профилю 63 вскрывает туфогенные отложения мощностью до 100 м, сохранившиеся от размыва в понижениях интрузивного



Начало рисунка 4.34

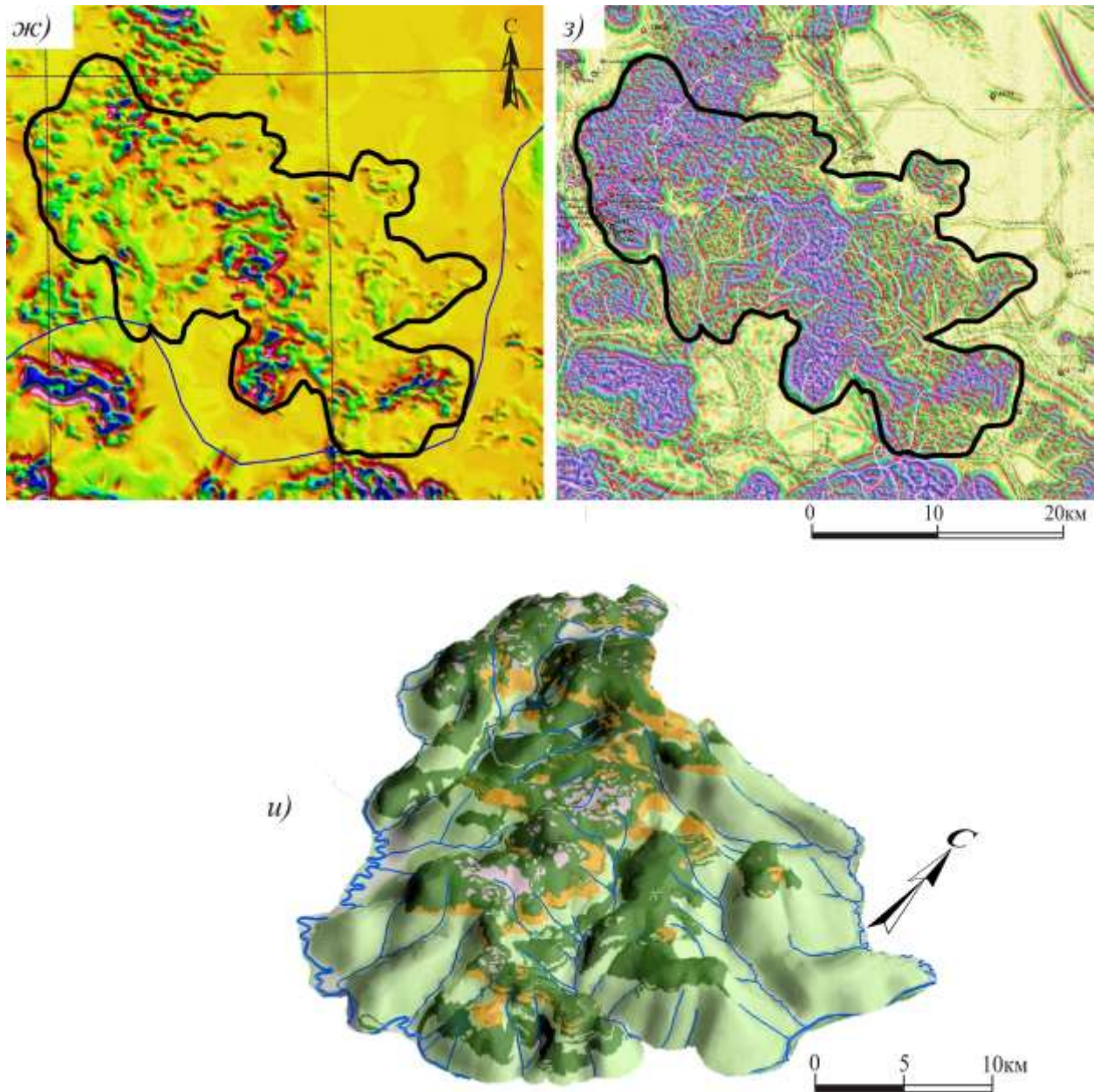


Рисунок 4.34 – Элементы модельных построений Онхойской вулканоструктуры
Условные обозначения см. рис. 4.14; 4.16

траппового рельефа. В северо-западной, наименее эродированной части вулканоструктуры, установлены участки развития лавовых образований (рис. 4.37) (Камышева, Солоненко, 1981ф). Наличие здесь таких вскрытых скважинами элементов как крупные раздувы интрузивных массивов с поперечными вертикальными размерами, достигающими 180 м, разнообломочные туфы, инъективный блок нижнепалеозойских пород, указывают на былую вулканогенную активность.

На расположение здесь эпицентральной области указывает наличие участка интенсивных аномалий остаточного магнитного поля. Отходящие от эпицентральной области в меридиональном и широтном направлениях интрузивные массивы характеризуются раздувами и пережимами и развивались, по аналогии со смежными вулканоструктурами

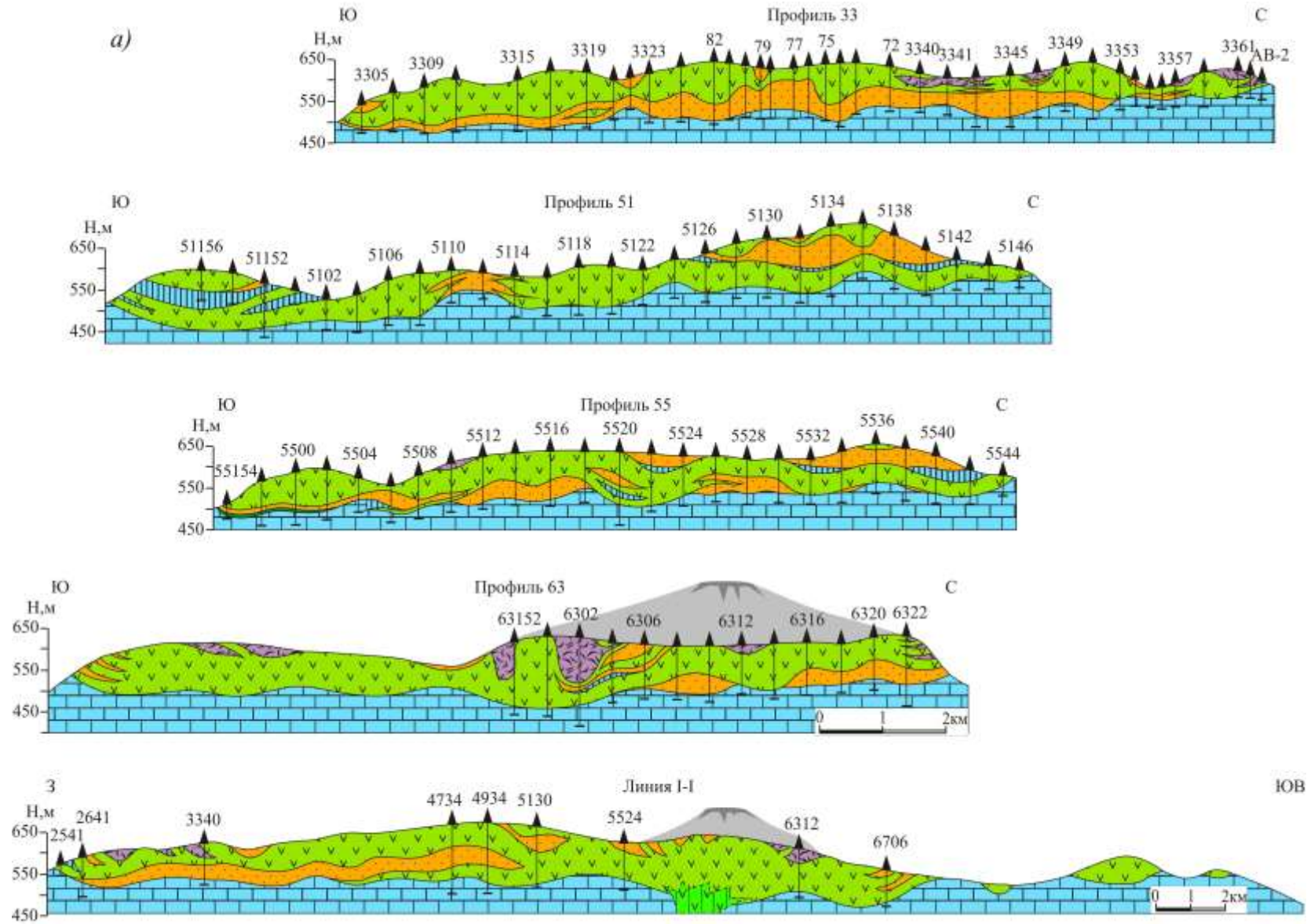


Рис. 4.35 – Геологические разрезы Онхойской вулканоструктуры. Условные обозначения см. рис. 4.15

этой же группы, согласно морфоструктурным особенностям вмещающих терригенно-карбонатных отложений. Особенность эта заключается в приуроченности раздувов к линейным депрессиям карбонатного основания и сокращающимся в поперечном разрезе в пределах положительных форм погребенного рельефа. Модельные построения, выполненные на площадь Онхойской вулканоструктуры приведены на рисунках 4.34 – 4.37.

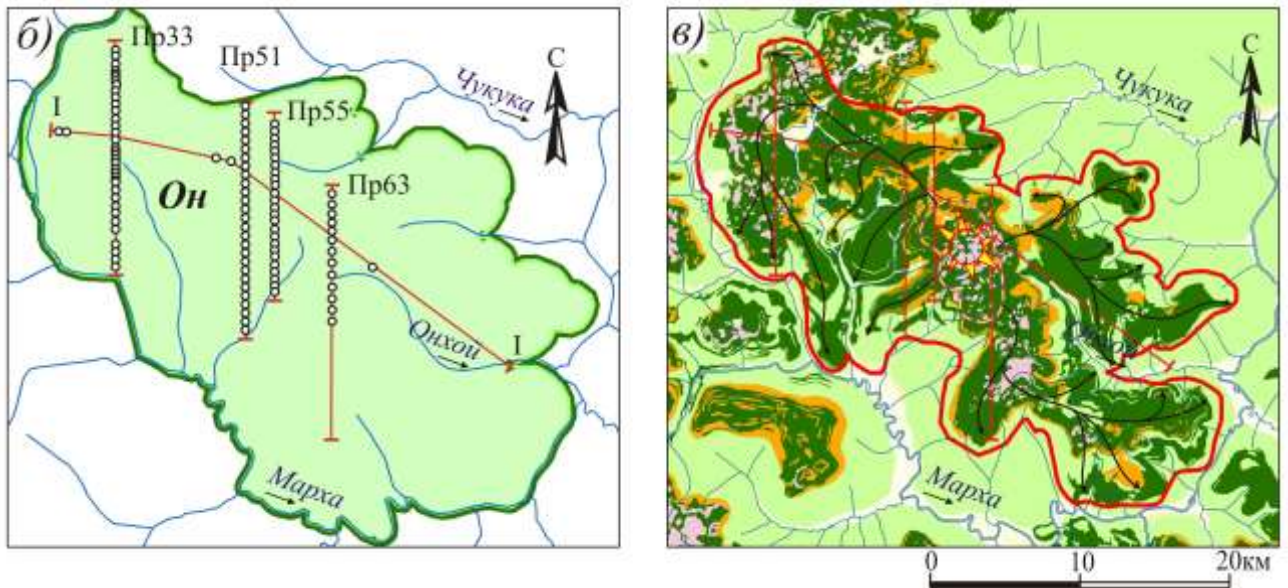


Рис. 4.36 – Схема размещения буровых профилей и линий разрезов (а) и схема элементов строения Онхойской вулканоструктуры (б). Условные обозначения см. рис. 4.15.

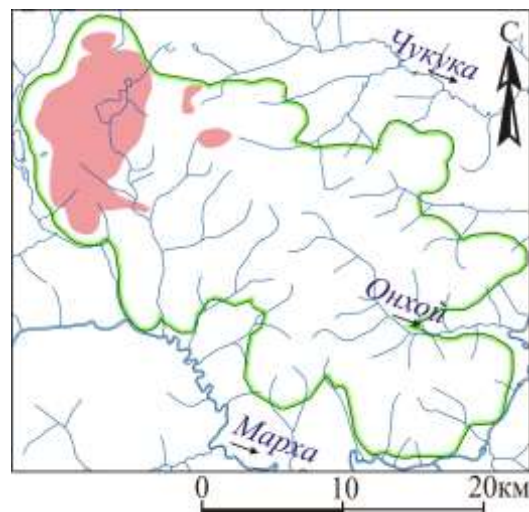


Рис. 4.37 – Схема размещения эффузивных образований Онхойской вулканоструктуры. Условные обозначения см. рис. 4.20

Среднеморкокинская группа, включающая в свой состав *Мас-Юряхскую*, *Танхайскую* и *Отюйскую* вулканоструктуры, располагается в южной части рассматриваемой территории, на левобережье среднего течения реки Моркока. С севера она ограничивается бассейном реки

Марха, а с востока – реками Мархара и Моркока-Мархарата. Общая площадь этой группы вулканоструктур составляет около 9000 км². В пределах группы в качестве разграничительных элементов многофокусных Мас-Юряхской и Тангхайской вулканоструктур выступают межтрапповые «коридоры» представленные в плане терригенными осадками перми и карбона, вскрытыми по современным речным долинам. В подавляющем большинстве случаев в подобных «коридорах», в том числе и между Тангхайской и Отойской вулканоструктур эрозионными процессами вскрыты участки нижнепалеозойских терригенно-карбонатных отложений. При этом Отойская и восточная часть Тангхайской структур отмечаются более значительным эрозионным срезом.

Сближенные и подобные по своему строению две многофокусные структуры – Мас-Юряхская, наиболее локальная, и Тангхайская, имеющая наибольшее развитие на территории, имеют измеренные площади до 580 и 5300 км² соответственно. Отличительной особенностью этих вулканоструктур является широкое площадное развитие в составе их вулканогенного комплекса базальтовых покровов, занимающих обширные водораздельные пространства. В основном эти покровы имеют в плане выраженный изогнуто-линейный характер, обусловленный латеральным развитием базальтовых потоков по направлению от эпицентров извержений к периферийным частям структур. При этом наибольшее развитие базальтов отмечается в северно-западной и центральной частях данных структур. В юго-восточных частях площадей развитие туфоловых образований значительно сокращается за счёт наложенных эрозионных процессов, обнажая интрузивные образования вулканоструктур.

В пределах Мас-Юряхской структуры по данным геологической съемки масштаба 1:50 000 помимо вышеуказанных площадных базальтовых покровов закартированы и туфогенные образования, имеющие ограниченное распространение на современной дневной поверхности, преимущественно вблизи предполагаемых эпицентров извержения. Также в границы развития вулканоструктуры входят интрузии долеритов, терригенные пермо-карбонные осадки и терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя. Для определения обобщенных внешних границ развития данной вулканоструктуры использовалась геологическая основа. Этой же цели способствовало изучение комплекта космоснимков в их различных комбинациях спектральных каналов. При этом на снимке, приведенном на рисунке 4.38а) возможно распознать очертания рельефа, позволяющие уже на раннем этапе изучения учесть их при картировании внешних границ. Остальные снимки (рис. 4.38б, в) в их комбинациях дают возможность через особенности развития почвенно-растительного и поверхностного слоя пород определить неоднородные по интенсивности цвета участки к западу (за руслом реки) и к востоку от центра выделяемой вулканоструктуры. Первая из них характеризуется более интенсивным проявлением участков с розовыми оттенками, что указывает на бедную растительность,

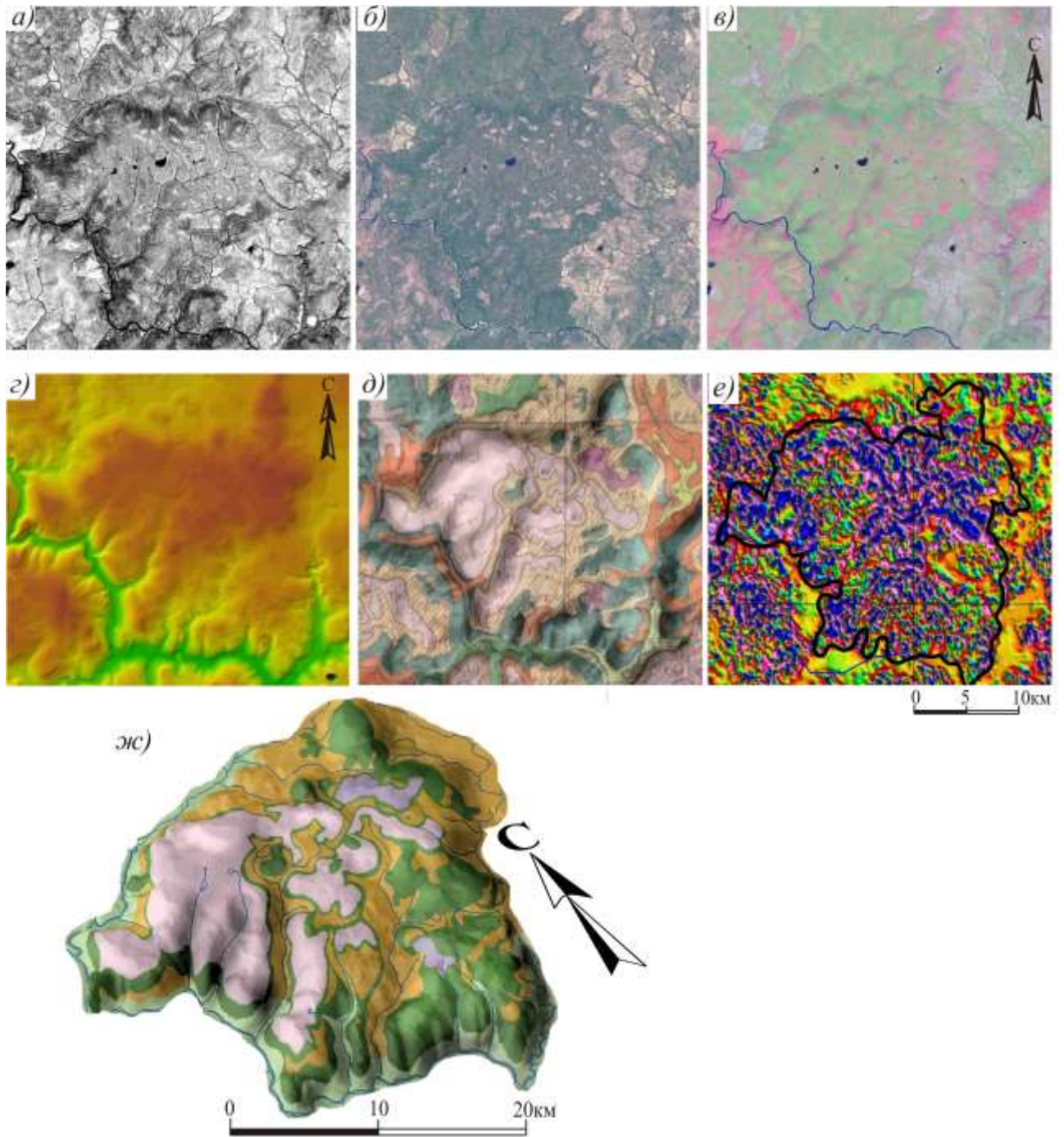


Рисунок 4.38 – Элементы модельных построений Мас-Юряхской вулканоструктуры.
Условные обозначения см. рис. 4.14

которая в свою очередь, обусловлена выходами на дневную поверхность базитовых образований соседней вулканоструктуры. Данные выходы характерны для краевых частей вулканических структур, где в обстановках их выклинивания резко сокращаются мощности интрузий и угол залегания тел меняется от субгоризонтального до полого и круто восстающего. В восточной части снимка также наблюдается изменение цвета поверхности в сторону проявления розовых оттенков, что обусловлено скудной растительностью на данных участках и

связанно, скорее всего, с обнажениями долеритов, то есть с выклиниванием Мас-Юряхской вулканоструктуры у ее восточной границы.

При первичном анализе восстановленного современного рельефа (рис.4.38г) достаточно отчетливо выделяются внешние очертания рассматриваемой вулканоструктуры, а также эпицентральной область и отходящие от нее интрузивные массивы.

Внешние границы вулканоструктуры картируются и по карте магнитного поля. Так мощное интрузивное тело вулканоструктуры отображается наиболее интенсивными участками поля, а по мере сокращения трапповых образований к периферии структуры наблюдается спад интенсивности магнитного поля, где уже наблюдаются бестрапповые участки. В районе предполагаемых эпицентров вулканической деятельности абсолютные отметки современного рельефа составляют 600-720 м и плавно уменьшаются к периферийной зоне структуры с отметками 350-400, где происходит полное выклинивание интрузивных тел. При картировании эпицентральной области учитывалась пространственная сопряженность следующих элементов:

- наличие крупных куполо-горстов, выраженных наибольшими гипсометрическими отметками современного рельефа и предположительно образованных наиболее мощными интрузивными массивами;
- развитие туфолововых образований.

Протяженность интрузивных массивов, отходящих от эпицентральной области, в пределах данной вулканоструктуры варьирует в пределах 5-10 до 15-20 км при предполагаемой ширине 2-7 км. Особенности строения Мас-Юряхской вулканоструктуры приведены на рисунках 4.38 и 4.39.

Границы Тангхайской вулканоструктуры представлены в полном картографическом объеме. Она имеет более сложное строение, чем смежная с ней Мас-Юряхская вулканоструктура. Строение вулканоструктуры устанавливается благодаря пройденным здесь редким поисковым скважинам по сети 8 x 4 км. Определению внешних границ и отдельных элементов строения вулканоструктуры способствовало изучение космоснимков. Они визуально отображают характерные топографические текстуры современного рельефа (низины и возвышенности, долины рек, резкие перепады абсолютных отметок рельефа), а также приуроченные к определенным элементам вулканоструктур цветовые характеристики, полученные в результате комбинирования определенных спектральных каналов. Ярко зелеными цветами на рисунке 4.40в представлены участки с насыщенной и широколиственной растительностью, развитой и

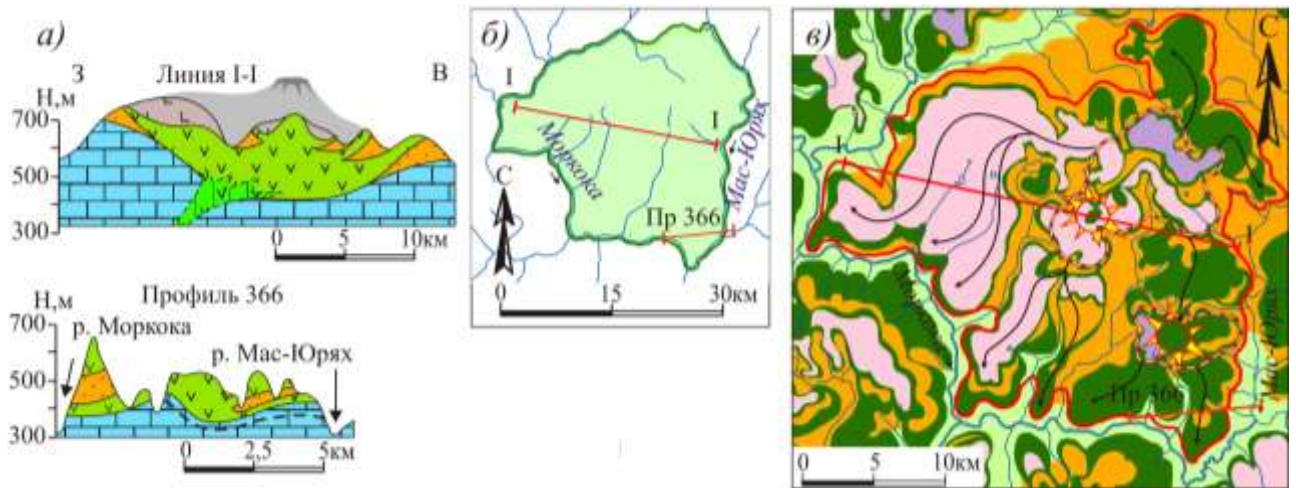


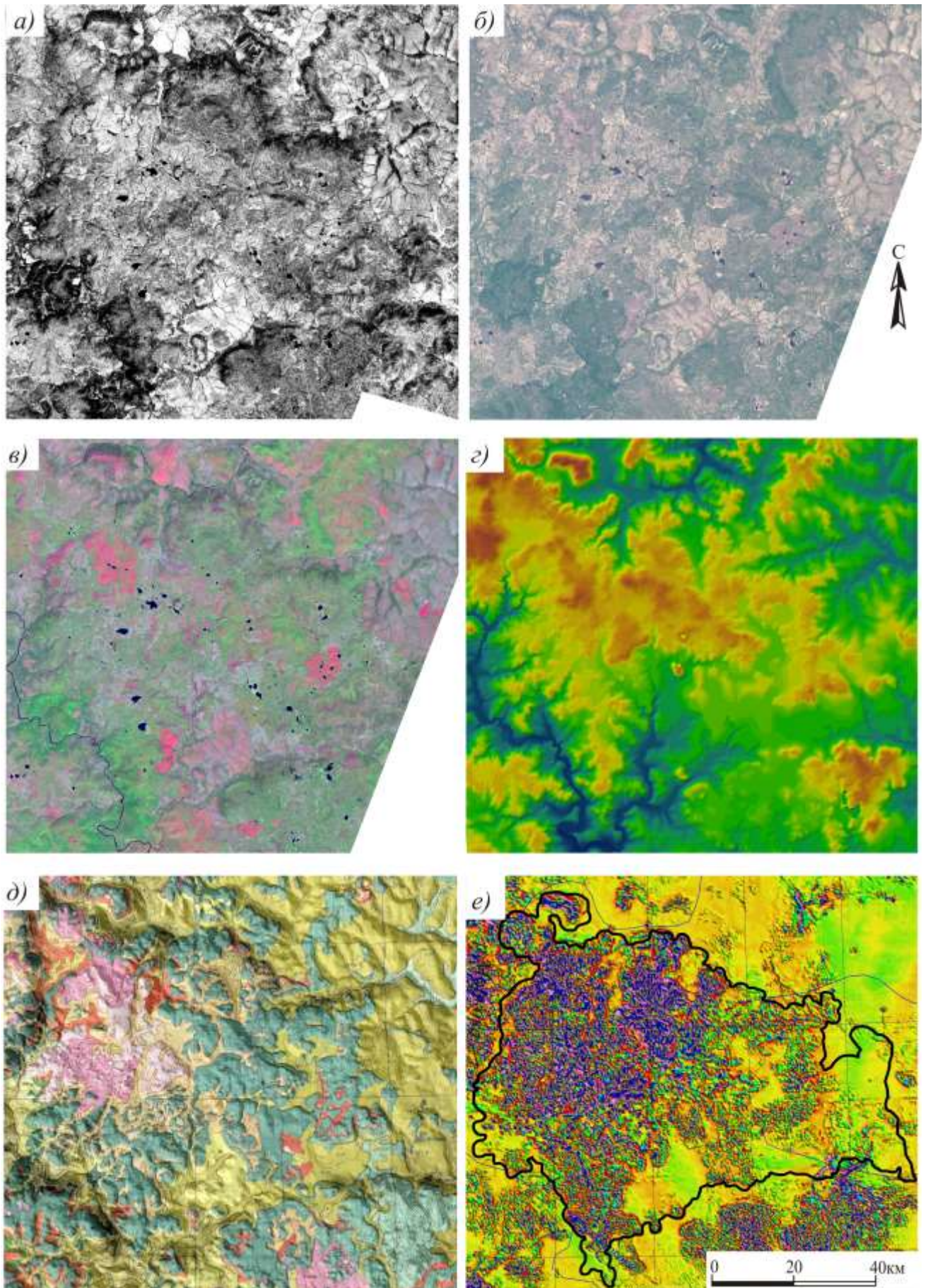
Рисунок 4.39 – Модельные построения Мас-Юряхской вулканоструктуры (а, в) и схема ее размещения в пределах обобщенных гидрографических границ (б). Условные обозначения см. рис. 4.15

характерной для краевых частей вулканоструктур, где нередко при выклинивании трапповых массивов открываются терригенно-карбонатные отложения верхнего палеозоя. Площади развития на дневной поверхности базитовых образований, в том числе вулканогенных, характеризуются бедной растительностью, что дает картинку насыщенных розовых и пурпурно-сиреневых цветов. Соответственно данные цветковые участки, возможно, приурочены к эпицентрам вулканической деятельности вулканоструктуры. Подобное изучение космоснимков носит вспомогательный характер, выражающийся в определении обобщенных границ различных элементов строения вулканоструктур.

Отображение Тангхайской структуры в геофизических магнитных полях имеет достаточно отчетливые очертания. Здесь наибольшей интенсивностью остаточных магнитных аномалий характеризуется эпицентральная часть вулканоструктуры, обладающая более сложным строением и большими мощностями интрузивного комплекса. По удалению на восток Тангхайская вулканоструктура характеризуется более значительным эрозионным срезом, что также отображается в понижении значений геофизических полей.

Разграничительными элементами со смежными вулканоструктурами служат межтрапповые «коридоры» представленные на западе в основном вскрытыми по долинам современных рек терригенными осадками перми и карбона. На западе и на многих отрезках подобных «коридоров» на юге и севере данной вулканоструктуры эрозией вскрыты уже участки терригенных отложений нижнего палеозоя.

Базальтовые покровы, закартированные в ходе геологической съемки масштаба 1:200000 и 1:50000, имеют изогнуто-линейные формы в плане, что обусловлено латеральным движением лавовых потоков по направлению от эпицентров извержений к периферии вулканоструктур.



Начало рисунка 4.40

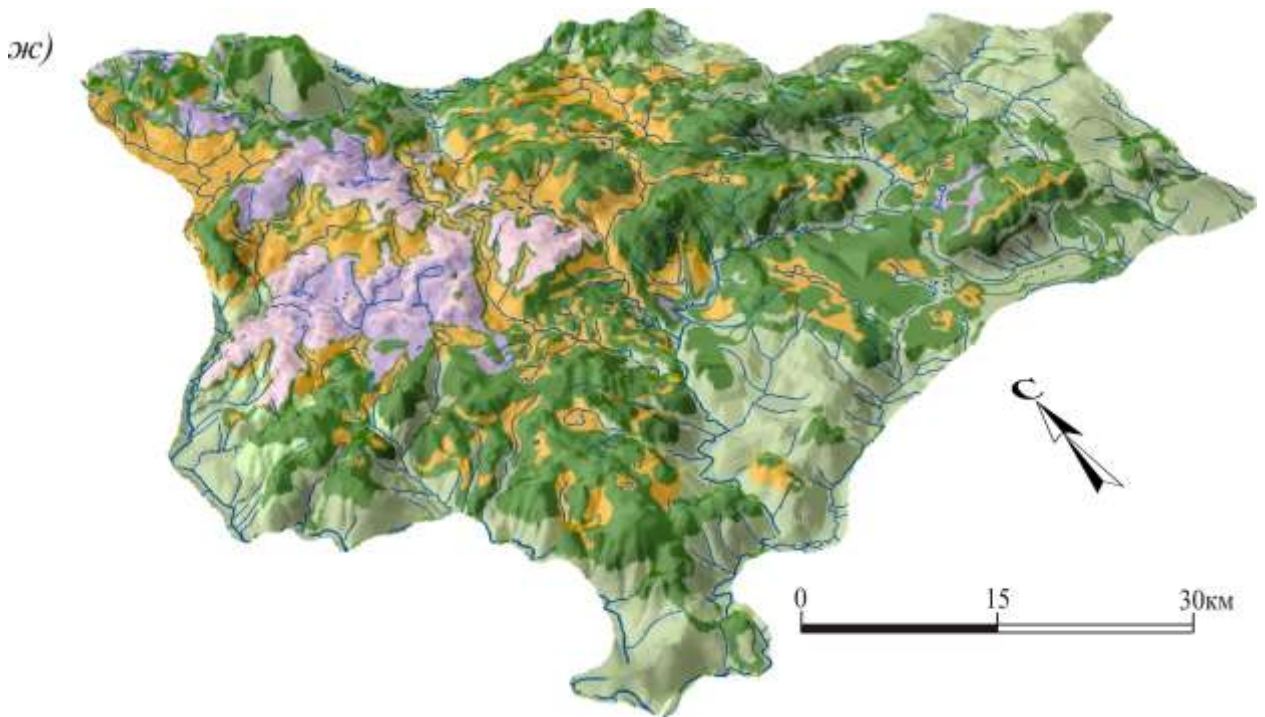


Рисунок 4.40 – Элементы модельных построений Тангхайской вулканоструктуры.
Условные обозначения см. рис. 4.14

В пределах рассматриваемой вулканоструктуры базальтовые покровы наиболее широко развиты в ее западной части. На отдельных участках они представлены лишь разрозненными останцами, перекрывающими туфогенные образования. В эпицентральных частях бурением вскрыты инъективные блоки пород нижнего палеозоя. Их мощности по данным бурения не превышают 10-20 м. С учетом пространственной сопряженности таких элементов как наличие explosивно-эффузивных образований, повышенные мощности интрузий долеритов, инъективные блоки нижнепалеозойских пород дают основание для определения зоны подводящего канала для данной вулканоструктуры.

На большей части Тангхайской вулканоструктуры интрузивные тела и их отдельные фрагменты вскрыты эрозионными процессами. По данным бурения поисковых скважин установленные мощности интрузивных образований составляют в среднем 30-50 м, увеличиваясь в пределах эпицентральных куполо-горстов и протяженных интрузивных массивов до 100-150 м. Предполагаемая протяженность интрузивных массивов составляет от 20-30 км до 50-70 км и более. Основные элементы строения Тангхайской вулканоструктуры приведены на рисунках 4.40 и 4.41.

В пределах среднего – нижнего течений реки Моркока, располагается *Отюйская* вулканоструктура. Ее гидрографические границы представлены на востоке и юге рекой Моркока, а на севере – рекой Моркока-Мархарата. На востоке вулканоструктура ограничена боковыми притоками этих рек.

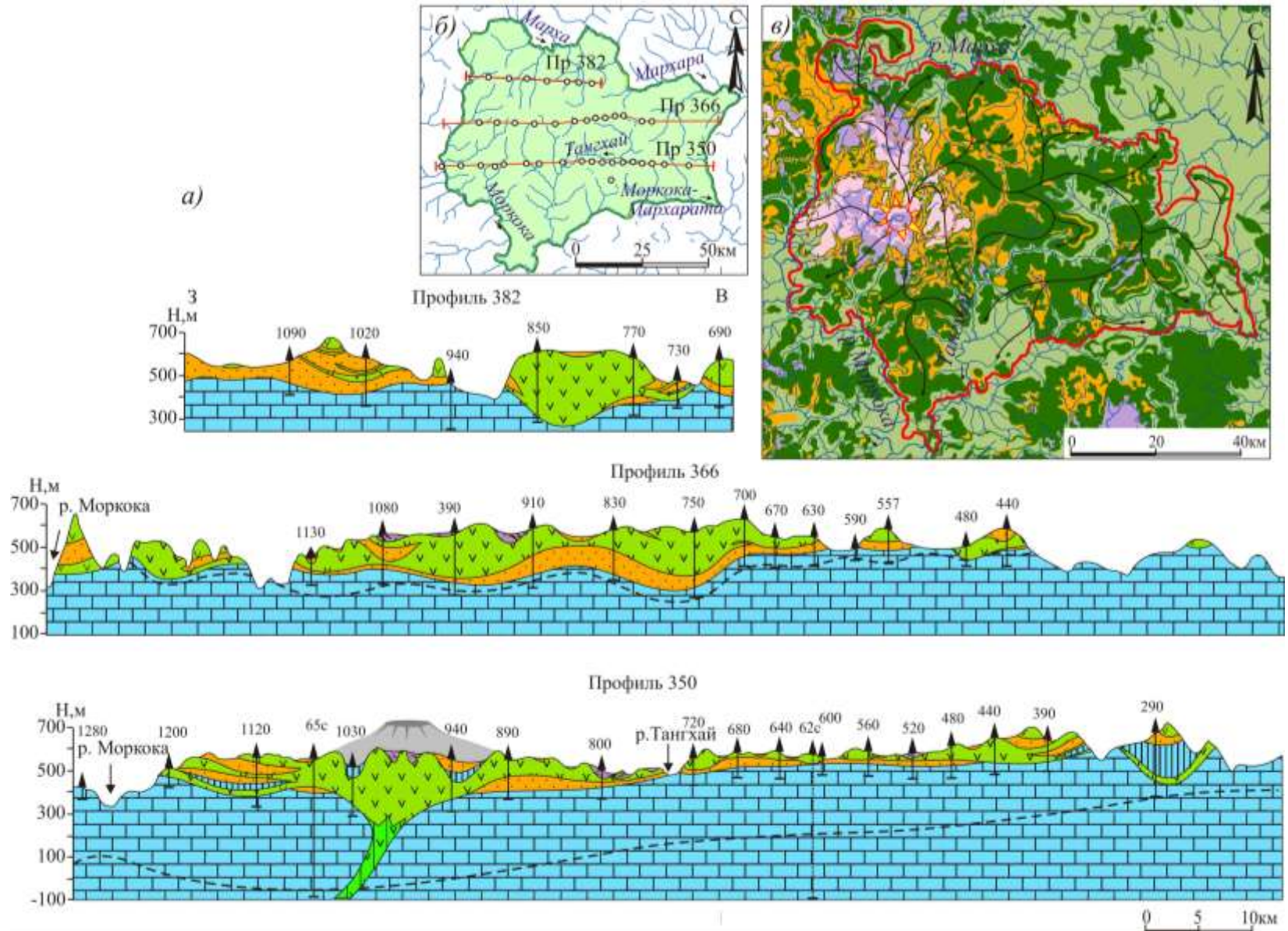


Рисунок 4.41 – Модельные построения Тангхайской вулканоструктуры (а, в) и схема ее размещения в пределах обобщенных гидрографических границ (б). Условные обозначения см. рис. 4.15

Общая измеренная по выходам интрузивного комплекса площадь структуры составляет примерно 3300 км². Разделительной границей Отойской вулканоструктуры со смежными служат уже упомянутые бестрапповые «коридоры», в пределах которых на современном эрозионном уровне картируются разновозрастные терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя. В восточной же части рассматриваемой вулканоструктуры в пределах этих коридоров вскрываются терригенные осадки верхнего палеозоя.

Основной объём Отойской структуры представлен ее нижними интрузивными телами. Участок площадью 200 км², где наблюдается развитие туфогенных пород расположен непосредственно в эпицентральной области вблизи предполагаемых центров извержений. Здесь, в верховьях одноименной реки Отой, туфогенные образования сохранились от размыва в понижениях траппового «рельефа».

Интрузивные тела по данным бурения (рис. 4.43) в среднем имеют мощность от 30-40 м до 100 м, а в эпицентральной части Отойской вулканоструктуры эти мощности достигают 200-250 м. В этой же эпицентральной области отмечаются и наиболее возвышенные в рельефе группы субизометричных куполов и куполо-горстов, в пределах которых, вероятно, располагались эпицентры вулканической деятельности. Эпицентральной область хорошо отображается в магнитных полях (рис. 4.42е). Для этой области Отойской структуры характерна наибольшая интенсивность магнитного поля, что указывает на повышенные мощности трапповых образований, а также на их сложное строение.

По данным бурения в эпицентральной области вскрыты инъективные блоки пород нижнего палеозоя, что характерно для данных частей вулканоструктур, в пределах которых располагаются подводящие каналы. Подтверждением этому служит подсеченный здесь структурной скважиной 63с фрагмент его подводящего канала. Его мощность не превышает 40-50 метров.

От эпицентральной части вулканоструктуры отходят протяженные интрузивные массивы, чьи мощности сокращаются до их полного выклинивания в периферийных частях структуры. Наиболее развитые подобные массивы имеют протяженность до 40-50 км. В краевых частях Отойской структуры, где внедрялись более поздние интрузии, характер их контактов часто изменяется от полого секущего (10-15°) до круто воздымающегося (45-60°). При этом отдельные интрузии долеритов интродуцируют нижнепалеозойские образования и образуют при этом инъективные блоки пород нижнего палеозоя с перемещением последних по латерали.

Картографическая модель Отойской вулканоструктуры приведена на рисунках 4.42 и 4.43.

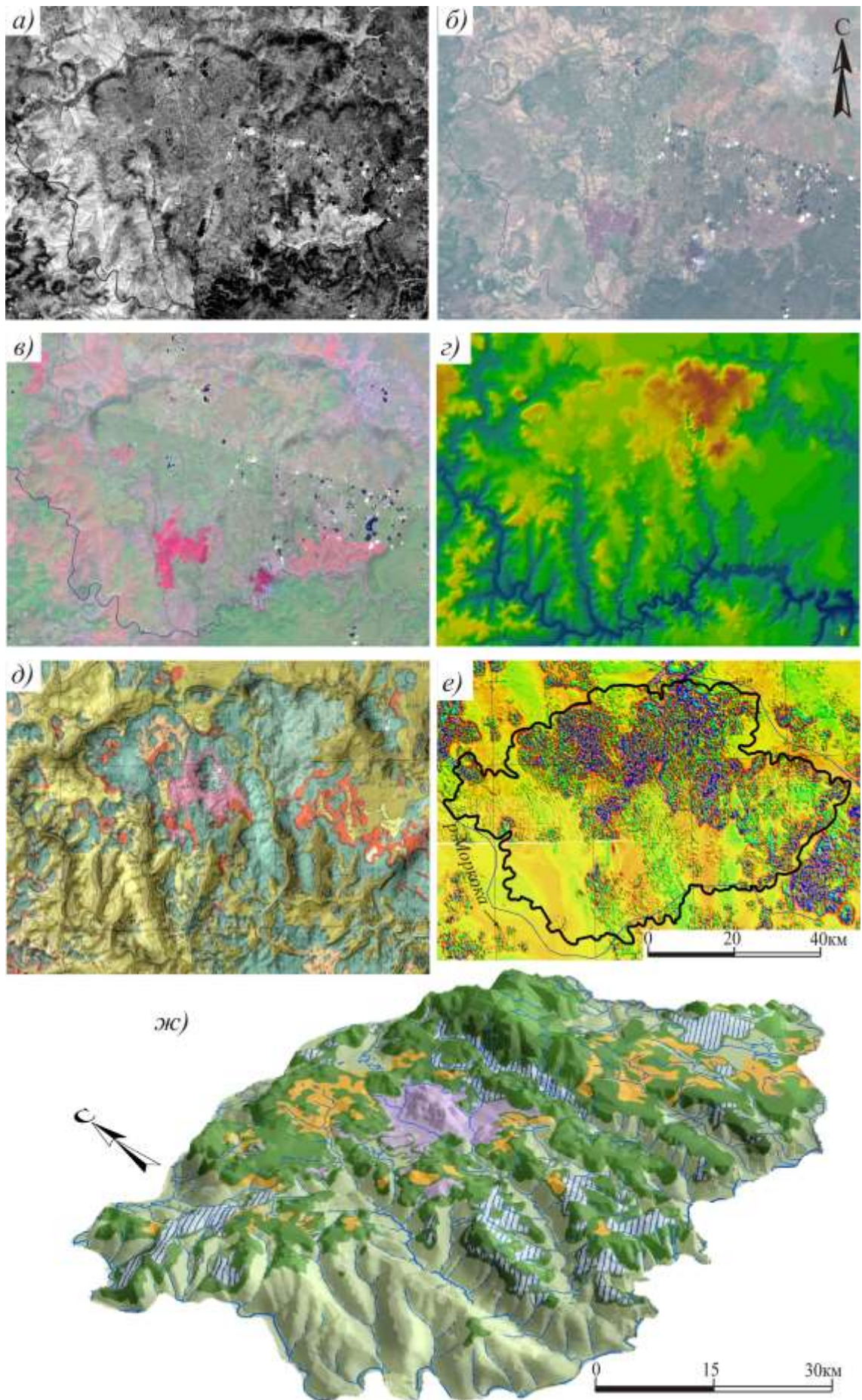


Рисунок 4.42 – Элементы модельных построений Отойской вулканоструктуры. Условные обозначения см. рис. 4.14

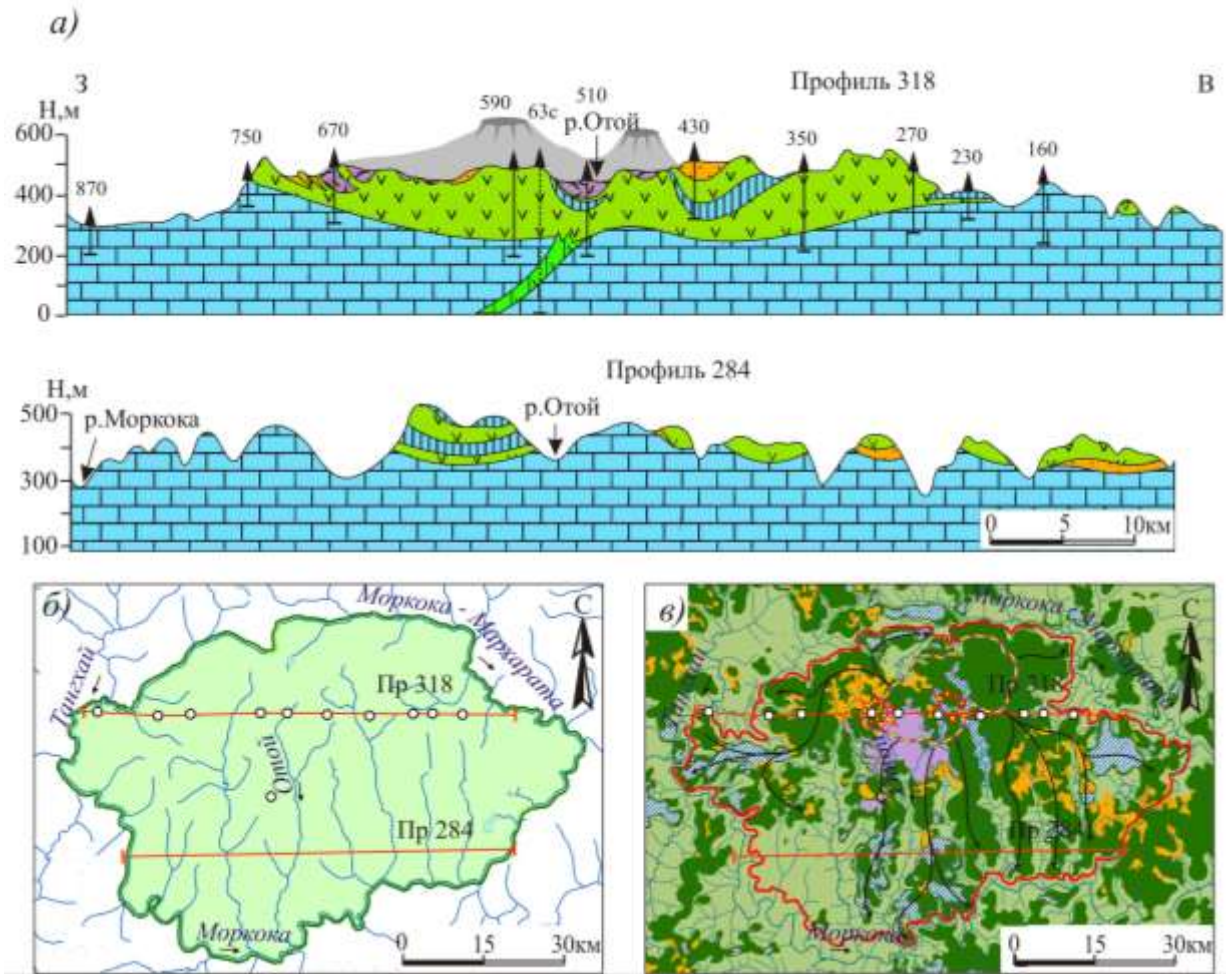


Рисунок 4.43 – Модельные построения Отойской вулканоструктуры (а, в) и схема ее размещения в пределах обобщенных гидрографических границ (б). Условные обозначения см. рис. 4.15

Типовые модели вулканоструктур периферийной зоны

Неоднородность уровня эрозионного среза вулканоструктур, расположенных в периферийной зоне исследуемой территории позволяет объединить вулканические структуры в две основные группы (см рис. 4.9).

В первую группу входят останцы сближенных вулканических структур в восточной, а также в северо-западной части рассматриваемой зоны (рис. 4.44). В пределах данной группы можно выделить элементы пяти отдельных вулканоструктур, основные объемы которых были подвержены значительным процессам денудации и размыва и которые картируются сегодня в виде разрозненных образований интрузивных массивов. В современном эрозионном срезе вулканоструктуры этой группы представлены в виде реликтов некогда существовавших вулканических сооружений. Рассматривая эти останцы с гипсометрической позиции следует указать, что все выделяемые на дневной поверхности массивы располагаются в пределах

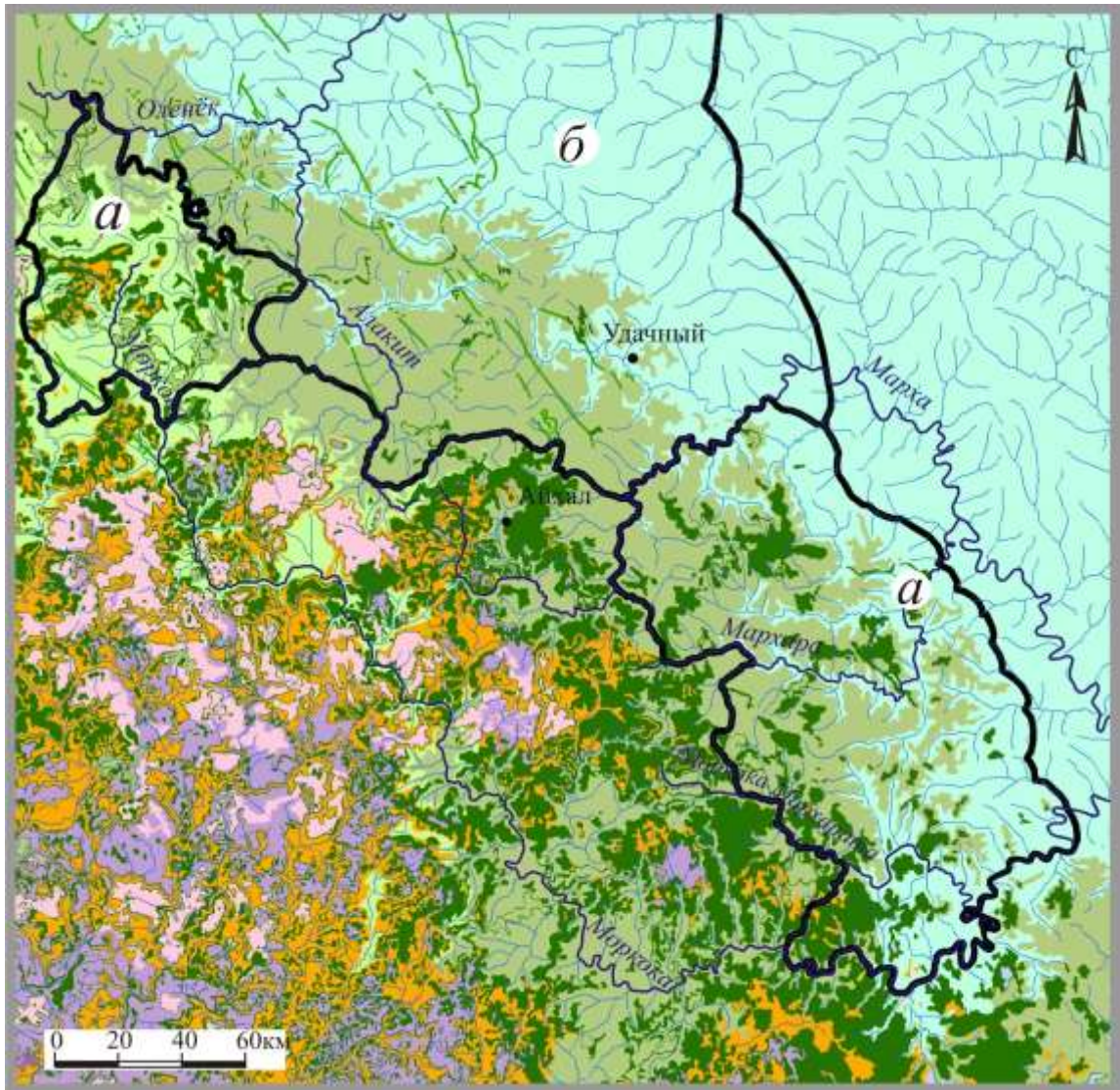


Рис. 4.44 – Схема размещения первой (а) и второй (б) групп вулканоструктур периферийной зоны. Условные обозначения см. рис 4.13.

современных водораздельных пространств. При этом основываясь на постулате, что главные объемы интрузивных массивов внедрялись вдоль тальвегов верхнепалеозойской гидросети, можно говорить, что в современном эрозионном срезе останцы этих интрузий бронируют эрозионно-структурные палеодепрессии, в пределах которых они и развивались. Данное утверждение подтверждается, в первую очередь, морфологией данных тел. Так подобные интрузивные останцы в основном имеют в плане линейно вытянутую форму, создаваемую гребневидными массивами и прерывистыми цепочками субизометричных интрузий, развитых вдоль основания морфоструктурных депрессий. В отдельных случаях бронирующие трапповые интрузии позволяют сохраниться нижележащим образованиям от эрозионных процессов. В пределах этих линейных депрессий картируются верхнепалеозойские терригенные отложения. Площадные характеристики наиболее крупных закартированных подобных массивов

составляют по протяженности от 10 до 20 км при ширине от первых сотен метров до 4-5 км. Оцениваемая мощность этих интрузивных останцов в их осевых частях не превышает 40-60 м.

Останцы, выраженные в плане более изометричными формами, отличаются меньшими размерами, которые составляют от 2x4 до 6x8 км. При этом критуемая их мощность достигает 10-20 м, а в редких случаях доходит до 30-40 м.

Поскольку, как ранее было уже отмечено, весь объем вулканогенных и большая часть интрузивных образований вулканоструктур периферийной зоны уничтожены эрозионными процессами, то границы этих структур определялись с учетом характера древнего рельефа и современной гидросети, которая развивалась по водораздельным пространствам палеорельефа. Результаты выполненных модельных построений по отдельным вулканоструктурам этой группы отображены на рисунках 4.45 и 4.46.

Вторая группа рассматриваемой периферийной зоны территориально представлена на севере и северо-востоке исследуемого региона (см. рис. 4.9). Интрузии данной группы в современном плане характеризуются наиболее глубокими процессами деструкции вулканоструктур в их эволюционном ряду (рис. 4.47). В отличие от первой группы здесь наряду с вулканогенными образованиями также полному уничтожению эрозионными процессами подверглись и интрузивные образования вулканоструктур, обнажающие на современной дневной поверхности лишь отдельные дайкообразные базитовые тела. От этих даек отходят штокообразные и полого восстающие долеритовые апофизы. Подобные образования являются характерными элементами для надкорневых частей вулканических структур. Размеры штокообразных тел в плане не превышают 3-4 км, в редких случаях достигая 6-7 км. Полого восстающие интрузивные тела, образованные от даек, характеризуются протяженностью от 3-5 до 10-40 км при ширине от первых десятков метров до 5-8 км (рис. 4.48). В большинстве своем дайковые тела имеют относительно прямолинейную или же слабо изогнутую форму. Протяженность этих дайковых образований составляет от 10-20 до 50-70 км, при фиксируемой по данным геологосъемочных работ мощности от 10-20 до 30-40 м (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013).

Наряду с отдельными дайками протяженного характера здесь же, в составе рассматриваемой группы, встречаются сближенные короткие, до 3-5 км в длину, круто восстающие тела. Эти тела формируют кулисообразно распложенные серии, которые, в свою очередь, трассируют подводящие каналы, залегающие на больших глубинах. Кулисообразные группы имеют субмеридиональную ориентировку, а протяженные прямолинейные дайковые тела вытянуты в северо-западном направлении.

Иные подобные интрузивные тела долеритов данной группы периферийной зоны, устанавливаемые по геолого-геофизическим материалам, имеют определенные отличия,

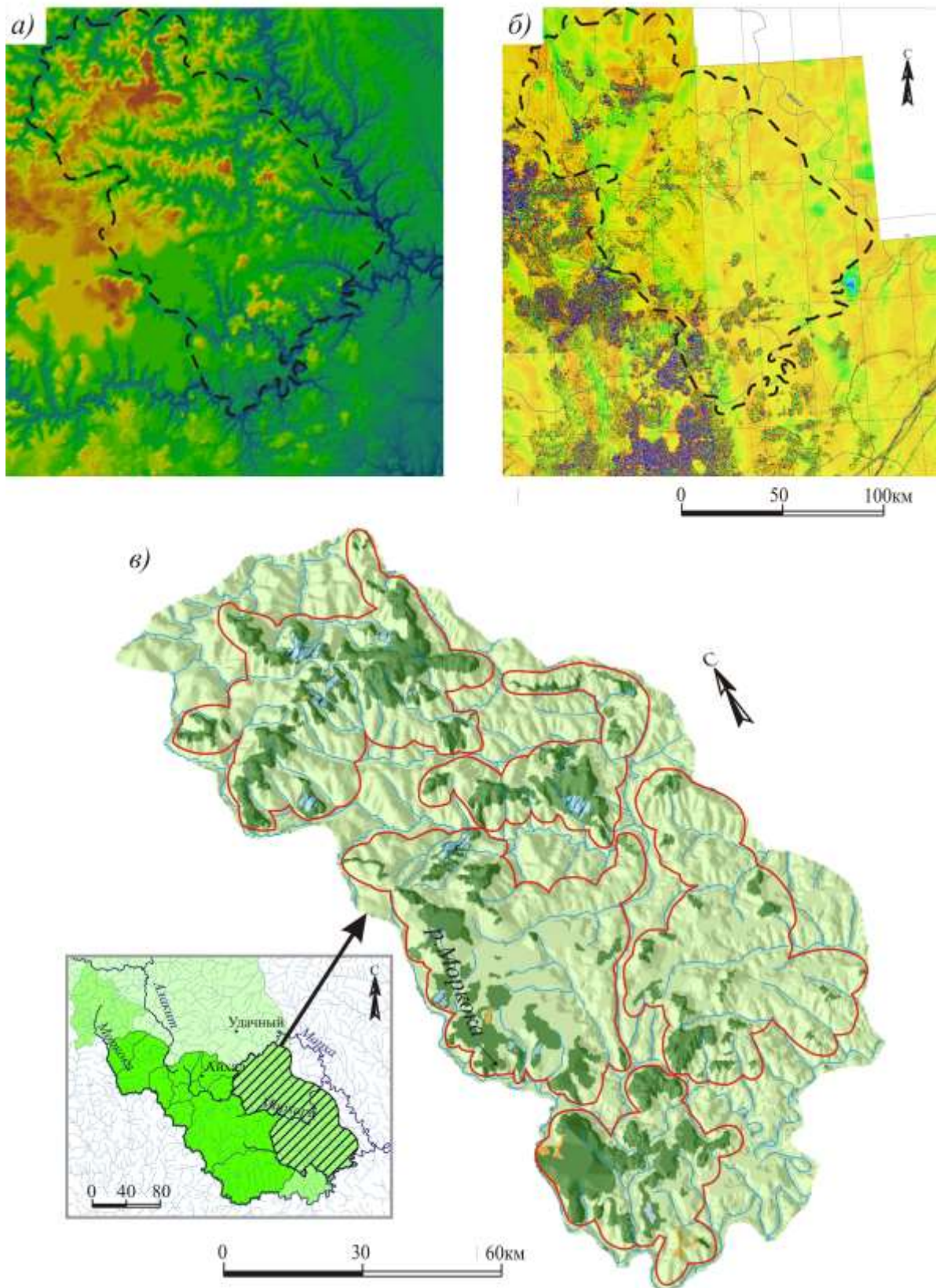


Рисунок 4.45 – Модельные построения восточной части первой группы вулканоструктур периферийной зоны: а) цифровая модель рельефа площади размещения группы вулканоструктур; б) отображение останцов интрузивных тел в магнитных полях; в) объемная модель вулканоструктур. Другие условные обозначения см. рис. 4.14 и 4.15.

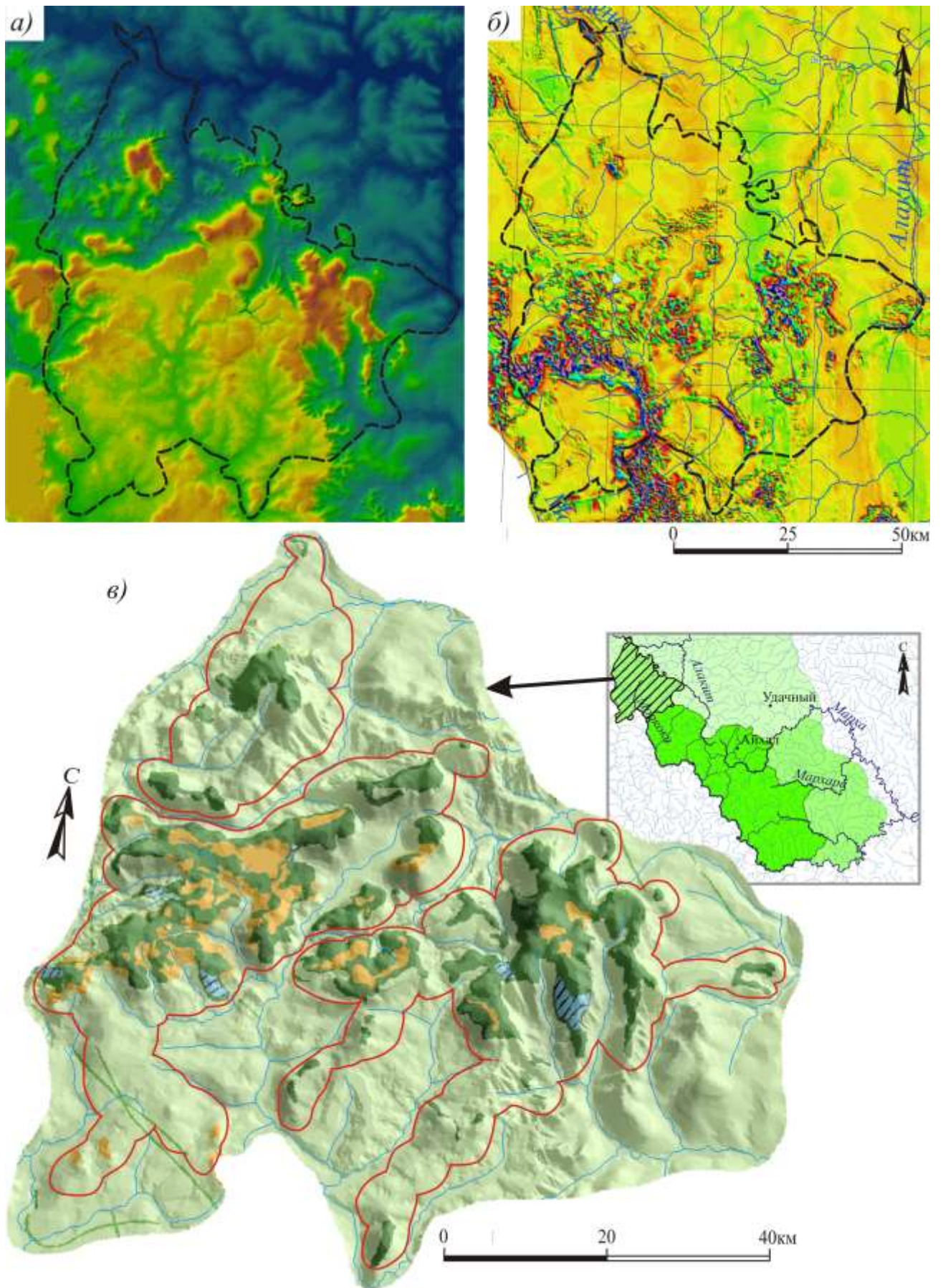


Рисунок 4.46 – Модельные построения северной части первой группы вулканоструктур периферийной зоны: Условные обозначения см. рис. 4.45

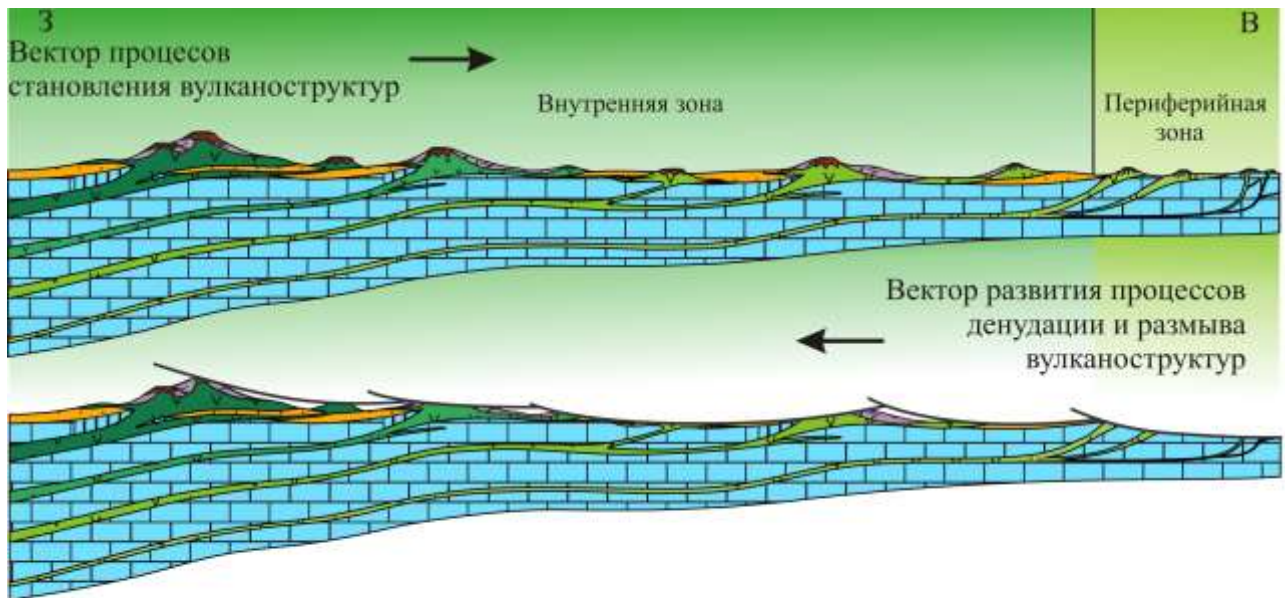


Рисунок 4.47 – Принципиальная схема процессов заложения, формирования (*верхний разрез*) и деструкции (*нижний разрез*) вулканоструктур на востоке Тунгусской синеклизы. Разрез по линии I-I. Положение линии разреза и условные обозначения см. рис. 4.1. (по (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013) с изменениями)

которые выражаются в наличии в их составе сложных по морфологии криволинейных дугообразных элементов. Эти составные элементы формируют в плане кольцевые и вихревые формы, очертания которых, согласно модельным представлениям эволюции и строения вулканоструктур, соответствуют областям развития очаговых и околоочаговых участков, располагающихся в пределах пород нижнего палеозоя.

Круто восстающие дайки долеритов, согласно картам магнитного поля, характеризуются мощностью в пределах первых десятков метров. Другие, полого восстающие интрузии, в приповерхностном пространстве карбонатного цоколя, отображаются в магнитном поле в виде протяженных полос шириной до первых километров.

В отдельных случаях некоторые дайки долеритов и их различные ответвления, определяемые как потенциальные подводящие каналы для вулканоструктур и относящиеся к рассматриваемой второй группе периферийной зоны, пространственно сопряжены с трапповыми образованиями первой группы, рассмотренной выше. Подобное взаимоотношение установлено при анализе материалов геологических съёмок и современных аэромагнитных съёмок масштабов 1: 10000 и 1: 25000. Эти пространственные совмещения свидетельствуют о последовательном и планомерном развитии магматических базитовых расплавов в восточных, северо-восточных направлениях (см. рис. 4.1 – 4.2).

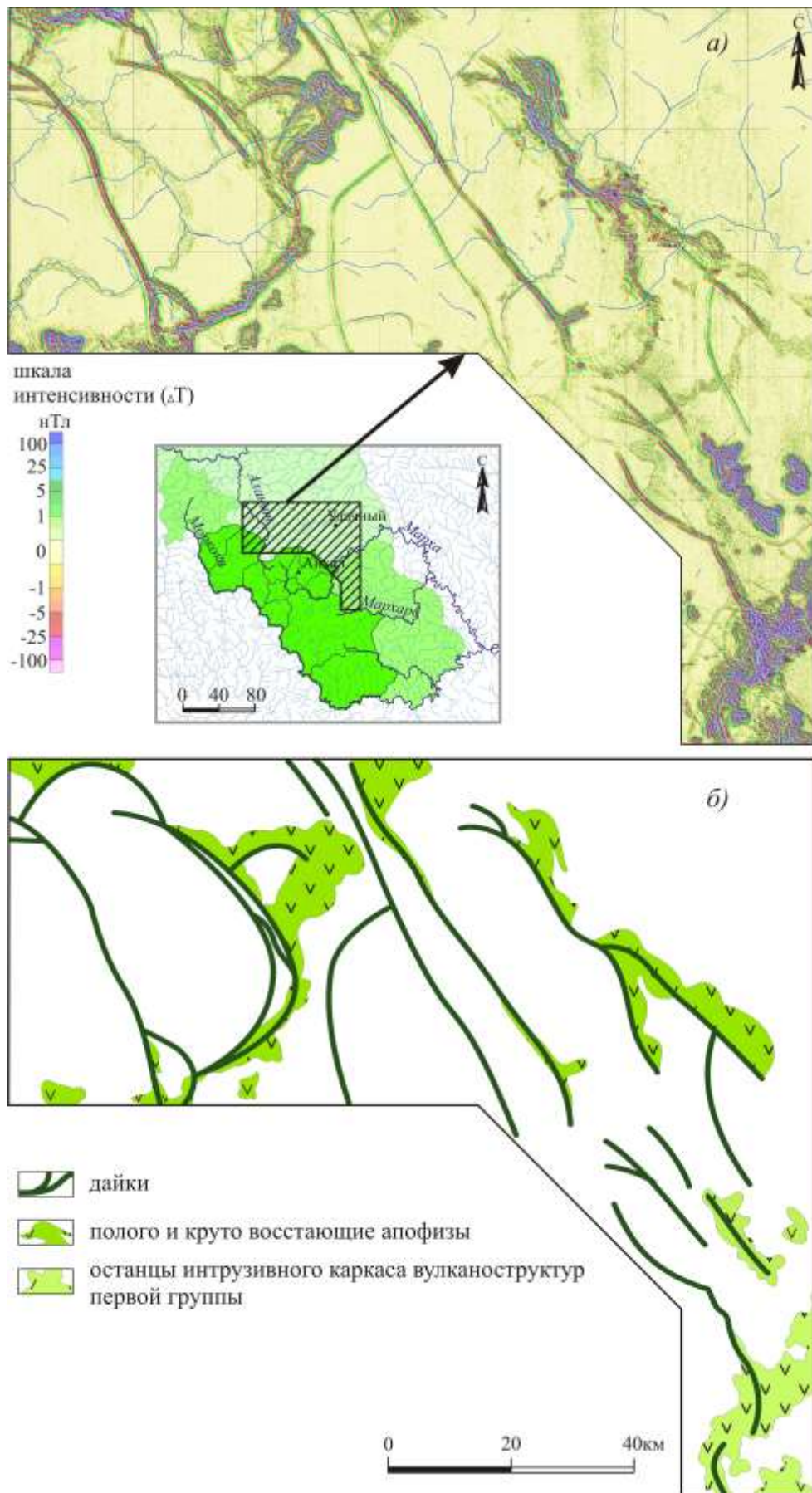


Рисунок. 4.48 – Характер отображения интрузий подводящих каналов второй группы вулканоструктур периферийной зоны: а) в магнитном поле; б) по данным геологосъемочных работ

Выполненные в рамках единых методических подходов по картированию базитовых вулканоструктур исследования характеризуемого региона позволили провести уточнение схемы районирования территории северо-восточного борта Тунгусской синеклизы с выделением в ее пределах двух основных зон: внутреннюю и периферийную. Установлено, что каждая из рассмотренных зон обладает определенным набором разноранговых вулканоструктур, для которых характерны свои типовые особенности строения. В ходе модельных построений стало возможным достаточно уверенно картировать отдельные базитовые вулканоструктуры с их характерными структурными элементами строения. Таким образом, результаты проведенных исследований позволяют сформировать второе защищаемое положение: «Вулканоструктуры северо-востока Тунгусской синеклизы представляют взаимосвязанный комплекс эксплозивных, эффузивных и интрузивных пород. Их эпицентральные области характеризуются наличием крупнообломочных и агломератовых туфов, площадным развитием базальтов, наиболее мощными интрузивными массивами, а также инъективными блоками пород нижнего и верхнего палеозоя, зонами подводящих каналов; периферийные части характеризуются сокращением мощностей интрузивных массивов с формированием зон их расщепления и выклинивания».

5. РОЛЬ БАЗИТОВЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР В ПРОГНОЗИРОВАНИИ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗА

Изложенные в предыдущих главах материалы свидетельствуют о деструктивном и бронирующем воздействии базитовых образований на вмещающие их породы, что весьма осложняет проведение поисковых работ на алмазы. Согласно проведенным исследованиям в пределах каждой выделенной вулканоструктуры устанавливаются различные по характеру и интенсивности воздействия на вмещающую осадочную среду. Эти воздействия обусловлены развитием эксплозивных, эффузивных и интрузивных процессов в результате которых были сформированы основные элементы строения вулканоструктур. Наибольшее влияние на вмещающую толщу наблюдается в пределах эпицентральных областей вулканоструктур, где были расположены поверхностные очаги магматической деятельности. Так, согласно М.И. Лелюху «наряду с согласным залеганием, трапповые силлы зачастую... отторгают блоки карбонатных осадков, перемещая в вертикальном (до 100-125 м) и горизонтальном направлениях, или «задирают» их», а также «полого секущие силлы различной мощности «пронизывают» осадочную толщу, то «погружаясь» в отложения нижнего палеозоя, то «выходя» из них» (Лелюх, 1988, с. 144). В меньшей степени, но, всё равно, отчетливо выраженные изменения в осадочной среде выделяются и в пределах периферийных частей вулканоструктур, где в современном эрозионном срезе развиты, в основном, интрузивные тела базитовых структур. Важно подчеркнуть, что установленные в работе взаимоотношения базитов и вмещающих их терригенно-карбонатных и терригенных осадочных образований обретают сегодня определённое прогностическое значение. Развитие базитовых образований справедливо воспринимается большинством исследователей как негативный фактор при проведении геологоразведочных работ, поскольку в пределах участков их развития проведение поисковых работ крайне затруднено, и традиционные методические подходы становятся крайне неэффективными. Совершенно очевидно, что избежать влияния траппов невозможно. В то же время, при современном состоянии изученности трапповых образований на востоке Тунгусской синеклизы возможно выявлять закономерности в развитии и строении вулканоструктур с их привязкой к прогнозно-поисковым задачам. Безусловно, изучение взаимоотношений базитовых вулканоструктур и вмещающих пород играет важную роль для формирования общей концепции развития траппового магматизма на территориях алмазоносных районов, которая базируется на реконструкции всего комплекса магматических процессов в их единой геологической последовательности. Важной задачей этих исследований является оценка роли мезозойского магматизма в системе палеогеологических прогнозных критериев. Учитывая информативность проведённого структурно-формационного анализа, в результате которого

были предложены более усовершенствованные подходы к изучению базитовых образований с определением потенциальных эпицентров вулканической деятельности, стало возможным через элементы строения базитовых образований устанавливать закономерное отражение линейных депрессий, контролирующей россыпную и коренную алмазонасность характеризуемого региона. Данные депрессии сегодня рассматриваются в качестве предпосылок локального прогнозирования. Так, элементы строения базитовых структур должны обязательно учитываться при палеотектонических, палеогеографических и литолого-фациальных реконструкциях, а также прогнозных построениях на закрытых территориях алмазонасных районов.

Таким образом, становится очевидной актуальность задачи по внедрению полученных знаний об элементах строения базитовых вулканоструктур в процессы прогноза и поисков коренных и россыпных погребенных месторождений в пределах закрытых территорий, чему и посвящена настоящая глава.

5.1 ЗНАЧЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ ПРИ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОРЕЛЬЕФА

В настоящее время среди всего комплекса прогнозных критериев, которые применяются в ходе алмазопроисковых работ, важную роль в локализации перспективных площадей и участков играют морфоструктурные предпосылки.

Их значение заключается в том, что все каменноугольные коллектора (C_{2-3}), которые содержат основной объём минералов-спутников алмазов, в том числе и самих алмазов, приурочены к линейным отрицательным формам карбонатного плотика. Восстановление условий формирования каменноугольных коллекторов, а также реконструкция рельефа подстилающих образований, проведенные в рамках детальных построений, позволили установить, что подобные линейные депрессии карбонатного плотика обусловили заложение в их пределах разветвленной системы древних речных долин. В пределах этих палеодолин формировались ореолы кимберлитовых минералов, россыпепроявления и россыпи алмазов (Коробков, 2001г, 2006, 2008; Коробков, Коробкова, 2011; Коробков, Никулин, 2009). Известный тезис, что рельеф поверхности Земли является предопределяющим фактором осадконакопления, играет важное значение при реконструкции условий формирования осадочных образований более ранних эпох. Восстановление древнего рельефа для последовательного ряда разновозрастных срезов, делает возможным проследить историю его преобразований, дать оценку зависимости особенностей рельефа от эндогенных и экзогенных факторов, определить направления переноса и локализовать места переноса и отложения

обломочного, в том числе кимберлитового материала. Основой при реконструкции палеорельефа в пределах закрытых участков являлась поверхность кровли нижнепалеозойских кимберлитовмещающих образований, вскрытых бурением. Рассматривая возраст палеорельефа, следует заметить, что наиболее древними осадками, которые непосредственно залегают на кимберлитовмещающем основании, в пределах изучаемой территории являются терригенные каменноугольные отложения конекской свиты, а также нижнеайхальской подсвиты среднего карбона. Именно для этого периода характерно наиболее активное формирование и развитие основных формы среднепалеозойского рельефа. Позднекарбонный этап осадконакопления, представленный верхнеайхальской подсвитой, отмечается развитием дельтовых и бассейновых отложений, при этом этот период характеризовался в значительной степени более слабыми эрозионными и денудационными процессами. Таким образом, возраст восстанавливаемого древнего рельефа в пределах закрытых территорий можно считать среднекаменноугольным (Коробков, 2006).

Поверхность восстановленного рельефа на территорию исследуемого района и его ближайших флангов представляет собой разновысотную равнину (рис. 5.1) (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013). Данный рельеф обусловлен развитием крупных платформенных структур, а именно Тунгусской синеклизой, Сюдджерской седловиной и юго-западным склоном Анабарской антеклизы. В пределах современных открытых площадей в верховьях выделяемых палеодолин относительные отметки реконструированной поверхности рельефа составляют от 140-160 м до 170-180 м (Там же). Здесь же отмечаются положительные формы палеорельефа в виде водораздельных пространств и их цепочек, которые имеют относительные превышения до 200 м. Именно по этим водоразделам заложены и развиваются долины мезо-кайнозойской гидросети. Сегодня в пределах этой *возвышенной денудационной палеоравнины* эрозионными процессами вскрываются разновозрастные карбонатные отложения нижнего палеозоя. К юго-западу от рассмотренной возвышенной равнины выделяется *полого-холмистая равнина* с восстанавливаемыми относительными отметками, составляющими от 70-80 до 160 м. Здесь отмечается широкое развитие протяженных отрицательных форм палеорельефа, которые унаследовано заложены по линейным депрессиям. В эрозионном срезе они подчеркиваются повышенными остаточными мощностями карбонатных отложений ордовикского и силурийского возраста. Останцы этих отложений обнажаются на современной дневной поверхности и позволяют проследить линейный характер отрицательных морфоструктур. К западу от полого-холмистой равнины наблюдается относительно плавный переход в *низменную аллювиальную равнину*. Для этой равнины характерны самые низкие относительные отметки гипсометрического уровня восстанавливаемого рельефа, которые составляют от 5-10 до 80 м. В пределах данной низменной аллювиальной равнины отмечается развитая разветвленная

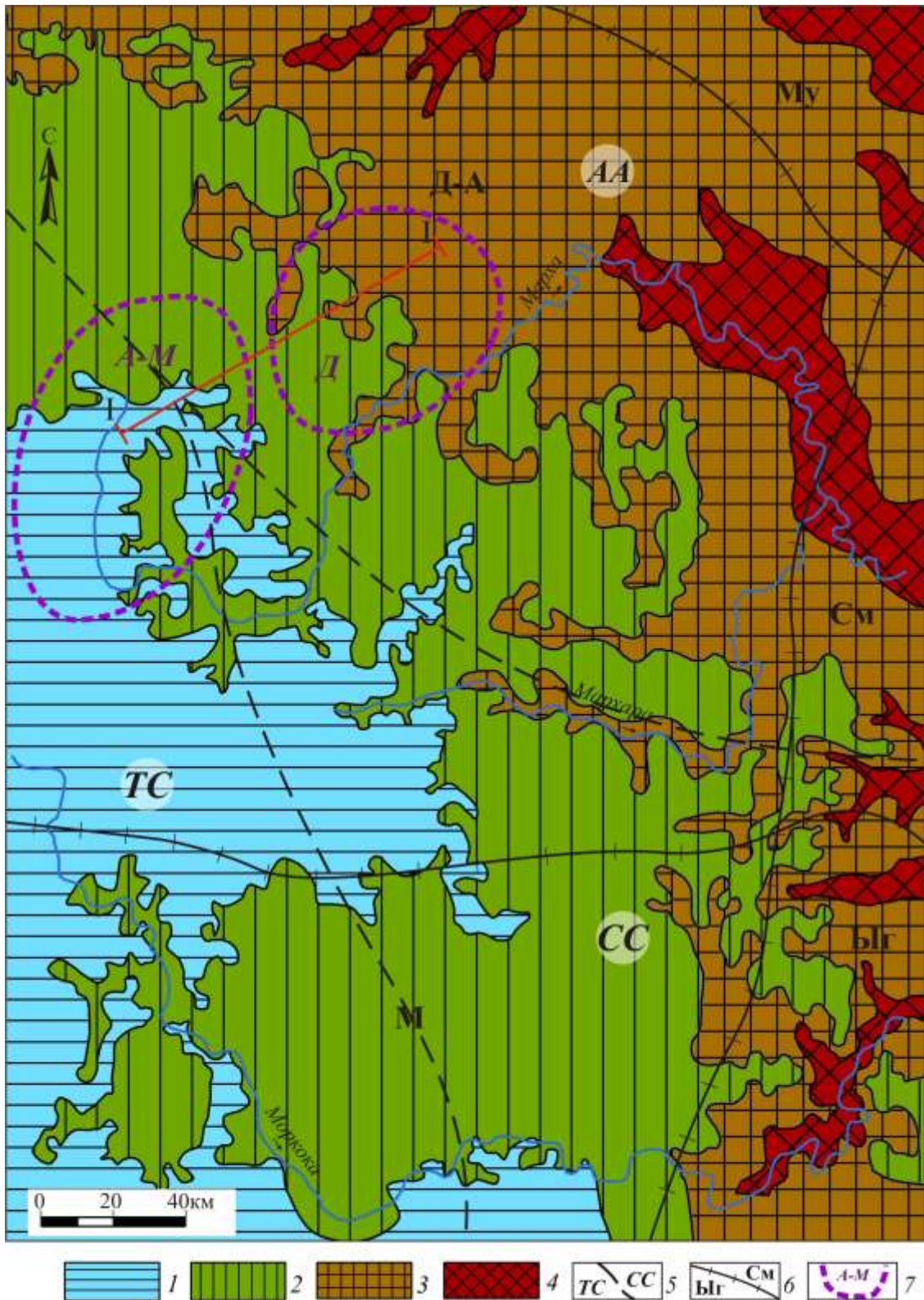


Рисунок 5.1 – Карта распределения палеоландшафтных зон исследуемой территории (по (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013) с дополнениями).

1 – низменная аллювиальная равнина; 2 – полого-холмистая равнина; 3 – возвышенная денудационная равнина; 4 – водораздельные холмисто-грядовые и скелетно-грядовые поверхности палеорельефа; 5 – структуры I порядка и их условные границы: АА – Анабарская антеклиза; ТС – Тунгусская синеклиза; СС – Сюгджерская седловина; 6 – границы алмазоносных районов и их названия: М – Моркокинский; ЫГ – Ыгыаттинский; Д-А – Далдыно-Алакитский; См – Среднемархинский; Му – Мунский; 7 – контуры Алакит-Мархинского (А-М) и Далдынского (Д) кимберлитовых полей

система древних долин и дельтовых проток, которые развивались, в основном, по карбонатным отложениям силурийского возраста (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013).

Все три ступени палеорельефа подчеркивают унаследованность основных геоморфологических особенностей развития исследуемой территории от крупных тектонических структур I порядка. В ходе проведенного анализа устанавливается, что вместе с тектоническими факторами были заметно проявлены и эрозионные процессы, внесшие значительный вклад в рельефообразование. Достаточно наглядно это отмечается в пределах современных долин отдельных водотоков, где в днище обнажаются более древние отложения по сравнению с их бортами. В отношении положительных морфоструктур, наоборот, установлено, что для многих положительных форм характерен более молодой возраст слагающих их отложений в верхних частях и более древний на склонах.

В результате изучения морфоструктурных особенностей толщи нижнепалеозойских отложений в пределах многих полигонов алмазодносных районов установлено наличие закономерных связей между элементами карбонатного плотика и конкретными структурами, выделенными в кимберлитовмещающей толще (Там же). При этом в ходе построений была отмечена субпараллельность поверхности погребенного рельефа и более глубинных структурных горизонтов. Следует уточнить, что в одних случаях подобная параллельность выражена достаточно уверенно, в других же она прослеживается, но менее отчетливо. Послойное сопоставление планов рельефа карбонатного цоколя с литолого-фациальными и структурными картами позволяет проследить закономерное заложение подавляющего количества реконструированных палеодолин по уже подготовленным для этого линейным депрессиям. Эти депрессии представляют собой разноразмерные структуры отрицательного характера с линейными размерами по длинной оси в десятки километров (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013; Коробков, 2001в, 2007). Зарождение этих структур берут свое начало в среднем палеозое и продолжали свое развитие в верхнем палеозое, предопределяя пространственную приуроченность к ним древних долин (Евстратов, Коробков, 2011а; Евстратов, Новопашин, Коробков, 2009б; Коробков, 1999, 2006). Аналогично прослеживается и приуроченность древних водораздельных пространств к положительным структурам нижнепалеозойского заложения. С целью наглядного подтверждения параллельности различных морфоструктурных поверхностей с более глубинными структурными горизонтами было изучено влияние последних на развитие погребенного рельефа. По сути, решение данной задачи опиралось на определение корреляционной зависимости и доказательство параллельности двух сравниваемых поверхностей изучаемых рельефов. В основе лежала геометрическая задача доказательства взаимной параллельности двух плоскостей путем установления параллельности пар пересекающихся прямых, принадлежащих этим плоскостям.

При этом, в нашем случае процесс доказательства был осложнен наличием криволинейных поверхностей. По этой причине был проведен как сравнительный анализ самих погоризонтных структурных поверхностей, так и анализ корреляционной зависимости. Корреляционный анализ основывался на расчёте радиуса корреляции (R) множества пар абсолютных отметок, принадлежащих плоскостям сравниваемых структурных горизонтов. Общеизвестно, что на формирование поверхности рельефа оказывают влияние экзогенные и эндогенные факторы. Под экзогенными традиционно понимаются климатические особенности, а также обусловленные ими эрозионно-денудационные условия. Эндогенные факторы определяются характеристиками самого объекта рельефообразования, а именно его вещественным составом, структурой и морфологией. Применительно к рассматриваемой территории следует указать, что литологический состав кимберлитовмещающих образований характеризуется относительной выдержанностью и основные их отличия заключаются в соотношении карбонатного и терригенного материала. Наиболее значимыми среди эндогенных факторов являются структурные особенности самого нижнепалеозойского субстрата, что и послужило основой для постановки принципиальной задачи по определению значения эндогенных структурных факторов в процессах формирования поверхности рельефа кимберлитовмещающего терригенно-карбонатного основания. Потенциальная важность решения этой задачи выражается в том, что оно вносит определенный вклад в понимание общих процессов исторического развития исследуемого района и позволяет установить корреляционно-генетическую связь поверхности погребенного рельефа с более глубинными структурными элементами нижнепалеозойского основания. Практическое значение задачи заключается в обосновании корректного определения погребенного палеорельефа в рамках детальных структурных построений в пределах закрытых территорий. Все это особенно важно учитывать в ходе крупномасштабных локальных и узколокальных прогнозных исследований, в основе которых заложены проявления системы структурно-тектонических критериев кимберлитонности.

На различных этапах научно-исследовательской деятельности задача по корреляционному анализу различных структурных поверхностей решалась на различных площадях алмазоносных районов, расположенных на Востоке Тунгусской синеклизы (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013). При этом повсеместно устанавливалась прямая корреляционная зависимость поверхностей разновозрастных отложений терригенно-карбонатного основания. Их коэффициенты корреляции (R) составили: 0,85; 0,83 и 0,90 (Там же). Корреляционный анализ статистически представительных выборок пар отметок позволил установить наследственно-генетическую связь между абсолютными отметками анализируемых структурных поверхностей и рельефа.

Для исследуемой территории северо-востока Тунгусской синеклизы подобный корреляционный анализ был проведен на закрытой части Алакит-Мархинского кимберлитового поля, покрытого плотной сетью поисковых скважин. Здесь в качестве сопоставляемых поверхностей выступали рельеф кровли карбонатного основания (S_1ln) и подошва S_1ln , представляющая собой границу раздела ниже- и среднепалеозойских отложений. В анализе участвовали 624 пары абсолютных отметок вычисленной подошвы силурийских отложений. Отметки фиксировались по данным бурения. При помощи обработки статистически значимой выборки данных и построения в программе Microsoft Excel точечных диаграмм с вычислением уравнения регрессии, визуально установлена степень взаимосвязи, характеризуемая коэффициентом корреляции, равным 0,912 (рис. 5.2). Эта величина, в свою очередь, является показателем параллельности или морфологического подобия анализируемых поверхностей, что говорит о возможности применения поверхности рельефа карбонатного цоколя для целей структурных построений толщи нижнепалеозойских отложений.

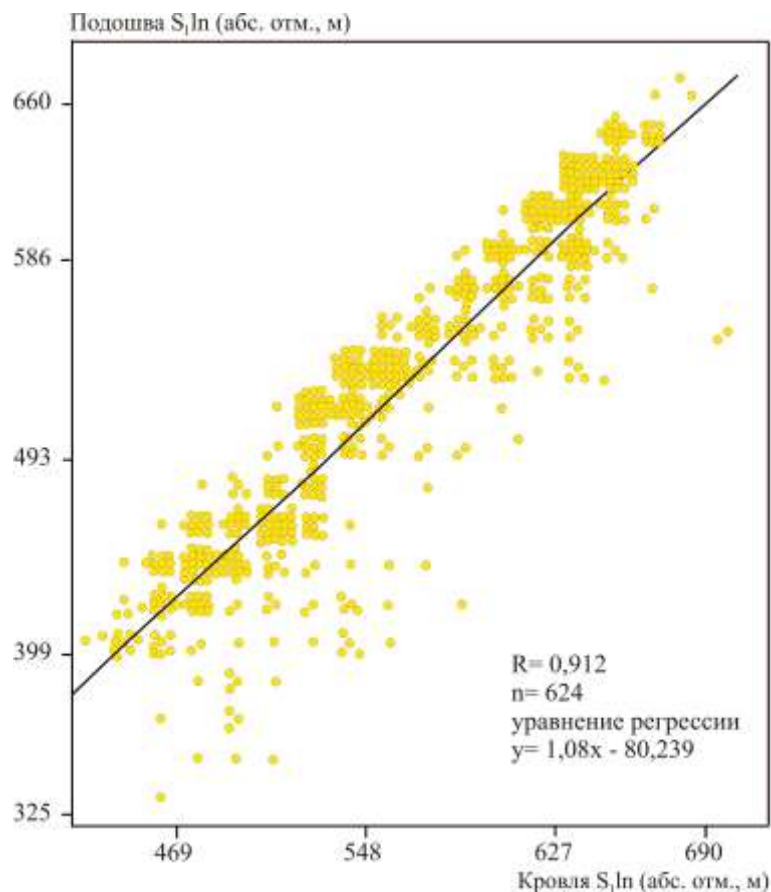


Рисунок 5.2 – Характер корреляционной зависимости между абсолютными отметками поверхностей кровли и подошвы силурийских отложений (S_1ln) (Алакит-Мархинское поле). (по Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013)

Полученные результаты исследования также говорят о том, что процессы денудации, имевшие место в каменноугольное время, развивались с учетом тектонического плана кимберлитовмещающего основания и подчеркивали его основные структурные элементы.

С востока к Алакит-Мархинскому полю примыкает Далдынское открытое поле, где трапповые образования уничтожены эрозионными процессами. Выполненные здесь по подошве ордовикских отложений (олдондинская свита O_1o1) структурные построения, позволяют проследить продолжение развития протяженных структурных депрессий, выделенных в пределах закрытых площадей Алакит-Мархинского поля (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013; Коробков, Шахурдина, 2011). Некоторые из них прослеживаются через всю территорию Далдынского поля и включают в границы своего влияния все известные здесь кимберлитовые трубки. В пределах развития этих депрессий отмечаются повышенные остаточные мощности нижнепалеозойских отложений, что характеризует их тектоническую природу. С учетом современного структурно-эрозионного плана данные отрицательные структуры развиты в пределах современных водораздельных пространств, а разделяющие их положительные структуры осложнены развитием в их пределах современных речных долин. Подобные пространственные и генетические отношения должны отражать обратную корреляционную зависимость между современными морфоструктурами и более глубинными линейными структурами. С целью подтверждения этого вывода в рамках работы была изучена корреляционная связь между абсолютными отметками современного рельефа, снятыми с геологической карты М 1:50000, и значениями подошвы отложений олдондинской свиты (O_1o1), вычисленными в этих же точках. Для определения искомым значений абсолютных отметок в местах размыва ордовикских отложений, с учетом субпараллельности залегания пород и зная возраст пород, которые выходят на современную дневную поверхность в точках, восстанавливались недостающие слои. В точках, где подошва олдондинской свиты перекрыта мощностями вышележащих слоев, эти мощности более молодых пород, соответственно вычитались. Таким образом, были получены два массива высотных отметок: отметки современного рельефа и рассчитанные отметки поверхности подошвы олдондинской свиты. Далее в приложении Microsoft по этим данным была построена точечная диаграмма. Фигуративные точки распределились по полю диаграммы в виде линейно-полосчатых групп. Характер подобного распределения обусловлен принятыми для расчета фиксированными величинами мощностей стратиграфических подразделений, которые учитывались в ходе определения искомой отметки (O_1o1). Построенная линия тренда демонстрирует обратную “корреляционную” связь между современным рельефом карбонатного цоколя и более глубинными структурными поверхностями. Достаточно наглядным является и коэффициент корреляции (R), который для всей выборки пар отметок в количестве 668 пар составил $-0,482$

(рис. 5.3а). При сокращении площади построения диаграммы до одного среднеквадратичного отклонения, охватывающего более 280 пар точек, зависимость значительно возрастает и коэффициент корреляции составляет уже $-0,818$ (рис. 5.3б). Отрицательные значения указывают на отрицательный или обратный характер корреляции поверхности современного рельефа открытого карбонатного поля и более глубинных структурных поверхностей.

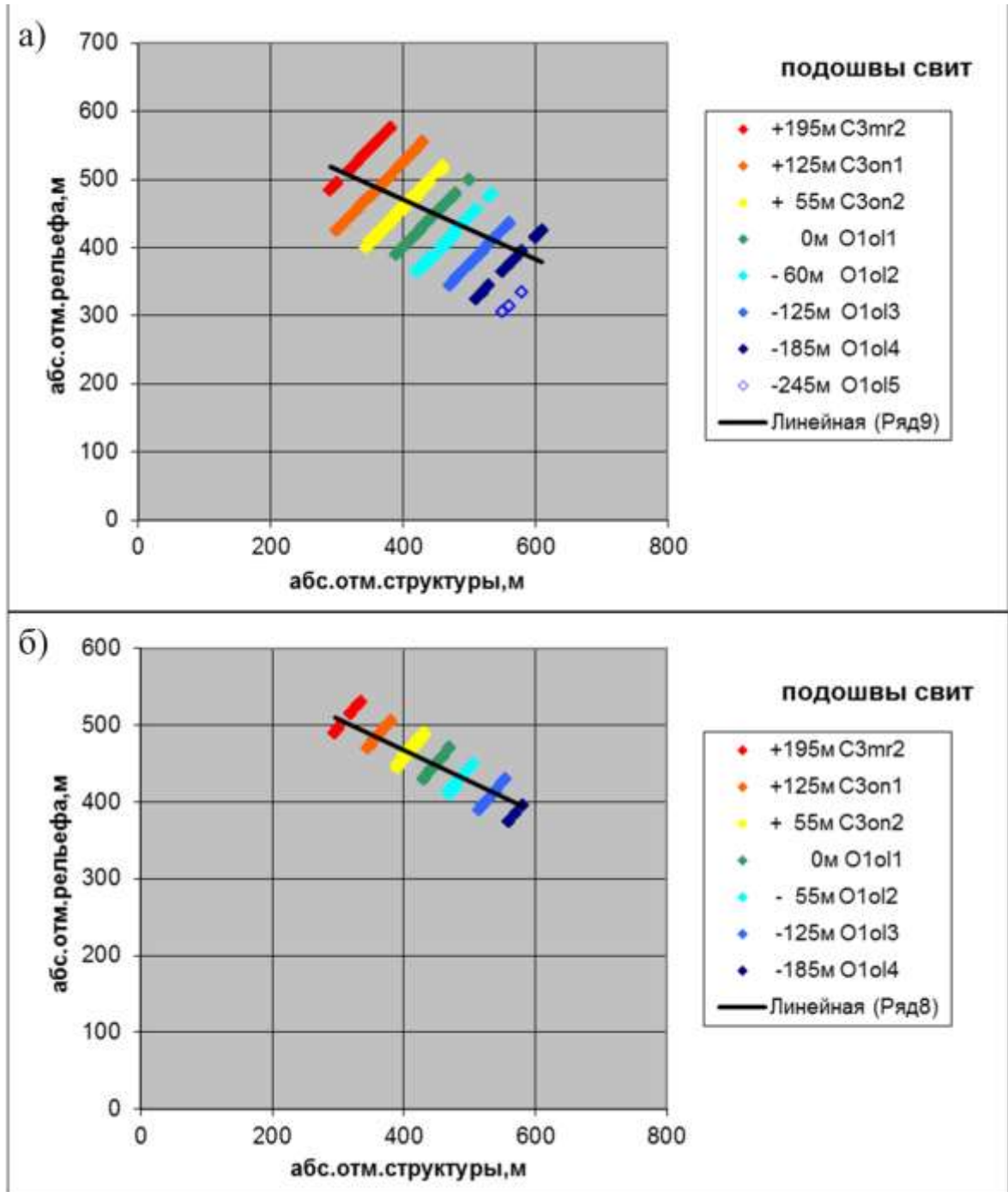


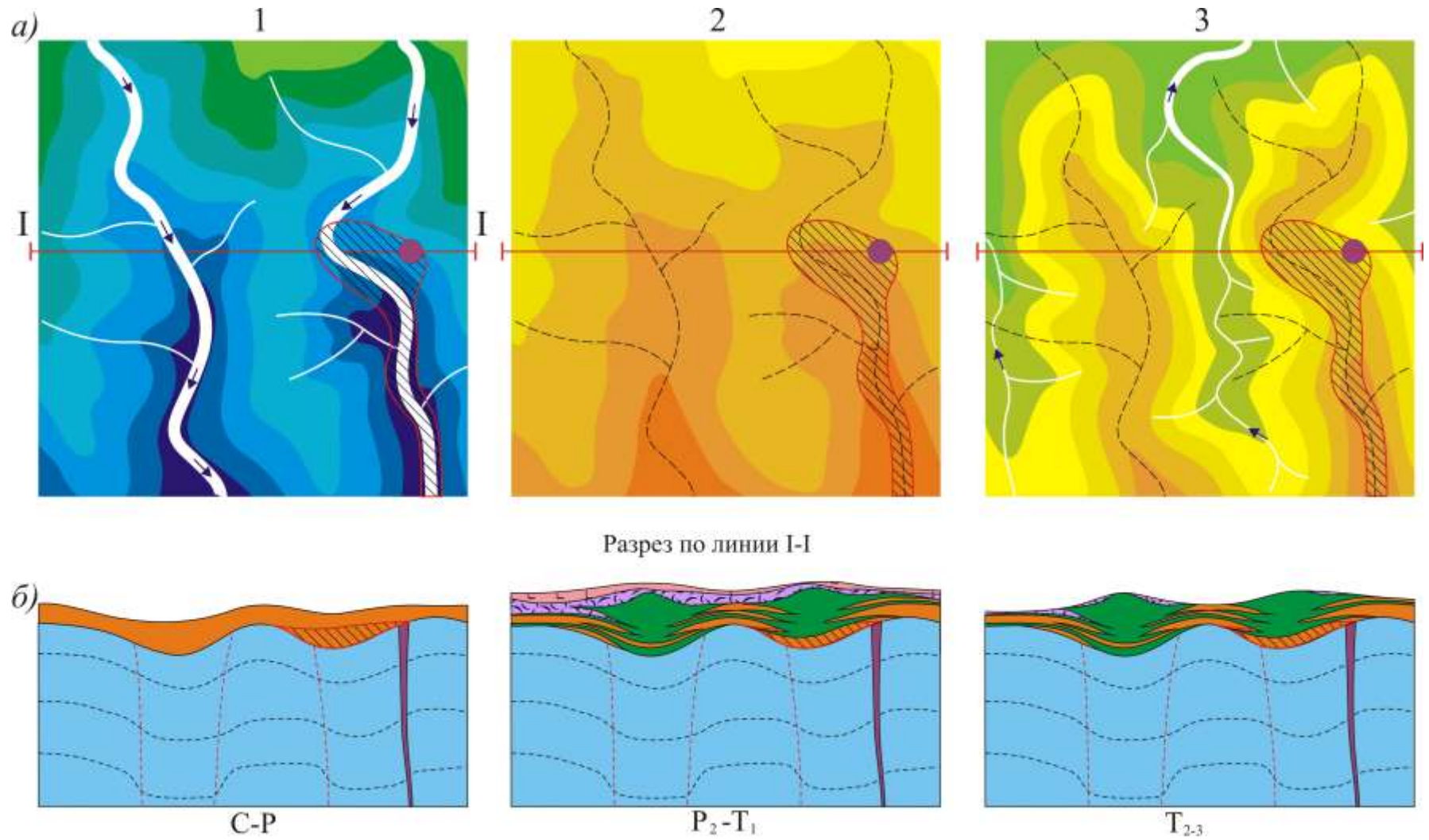
Рисунок 5.3 – Характер корреляционной зависимости между абсолютными отметками поверхностей современного рельефа и подошвы ордовикских отложений (олдондинская свита – О1ol) (Далдынское поле): а) для всей выборки абсолютных отметок (среднеквадратичное отклонение 3σ , $N=668$ точек (100%), $R=-0,61$); б) для выборки в рамках поля одного квадратичного отклонения (σ , $N=282$ точек (~40%), $R=-0,82$)

Для визуализации и наглядного объяснения принципа формирования подобного инверсионного характера современного рельефа применительно к глубинным подстилающим структурам следует обратиться к рассмотренному в разделе 4.1 механизму внедрения и развития базитовых интрузивных образований. В частности, еще раз необходимо отметить, что основные объемы магматических расплавов внедрялись в верхних приповерхностных горизонтах вдоль тальвегов палеодолин. Причем это движение осуществлялось вверх по течению древних рек. Таким образом, представляется возможным в общем виде предложить принципиальную модель основных этапов формирования рельефа дневной поверхности в пределах территорий развития трапповых образований (рис. 5.4).

Изложенные в настоящем разделе материалы можно резюмировать в виде следующих выводов:

– Морфоструктуры кимберлитовмещающих отложений и долины палеоводотоков верхнепалеозойского возраста формировались согласно структурно-тектоническому плану, что подтверждается субпараллельностью поверхностей карбонатного плотика и более глубинных структурных горизонтов. Это позволяет восстанавливать древний рельеф на время формирования ореолов рассеяния кимберлитового материала. Это также подчеркивает вывод о том, что отрицательные элементы палеорельефа формировались в пределах линейных отрицательных структур нижнепалеозойских отложений.

– В пределах открытых территорий, где трапповые образования уничтожены денудационными процессами, наблюдается обратная корреляционная связь современного рельефа с поверхностью более глубоких структурных горизонтов. В пределах этих территорий в современном плане отрицательные элементы рельефа (ложбины, понижения, речные долины и т.д.) приурочены к положительным элементам древнего рельефа (возвышенности, водораздельные пространства и т.п.). Подобное наблюдение в свое время было описано и в работе М.И. Лелюха (1988). В частности было отмечено, что современные речные долины закладывались по бестрапповым сублинейным структурам, которые, в свою очередь, соответствуют наиболее приподнятым частям структурно-денудационных выступов, палеоподнятиям карбонатного цоколя, а также ядрам складок облекания пермо-карбоновой эпохи» (Лелюх, 1988, с. 226). Данные факторы обусловили изменение условий, определяющих направления переноса кимберлитового материала, из чего следует, что, применительно к рассматриваемой территории, перенос материала осуществляется сегодня в противоположную сторону. Все это имеет важное прогностическое значение при локальных прогнозных построениях.



Начало рисунка 5.4

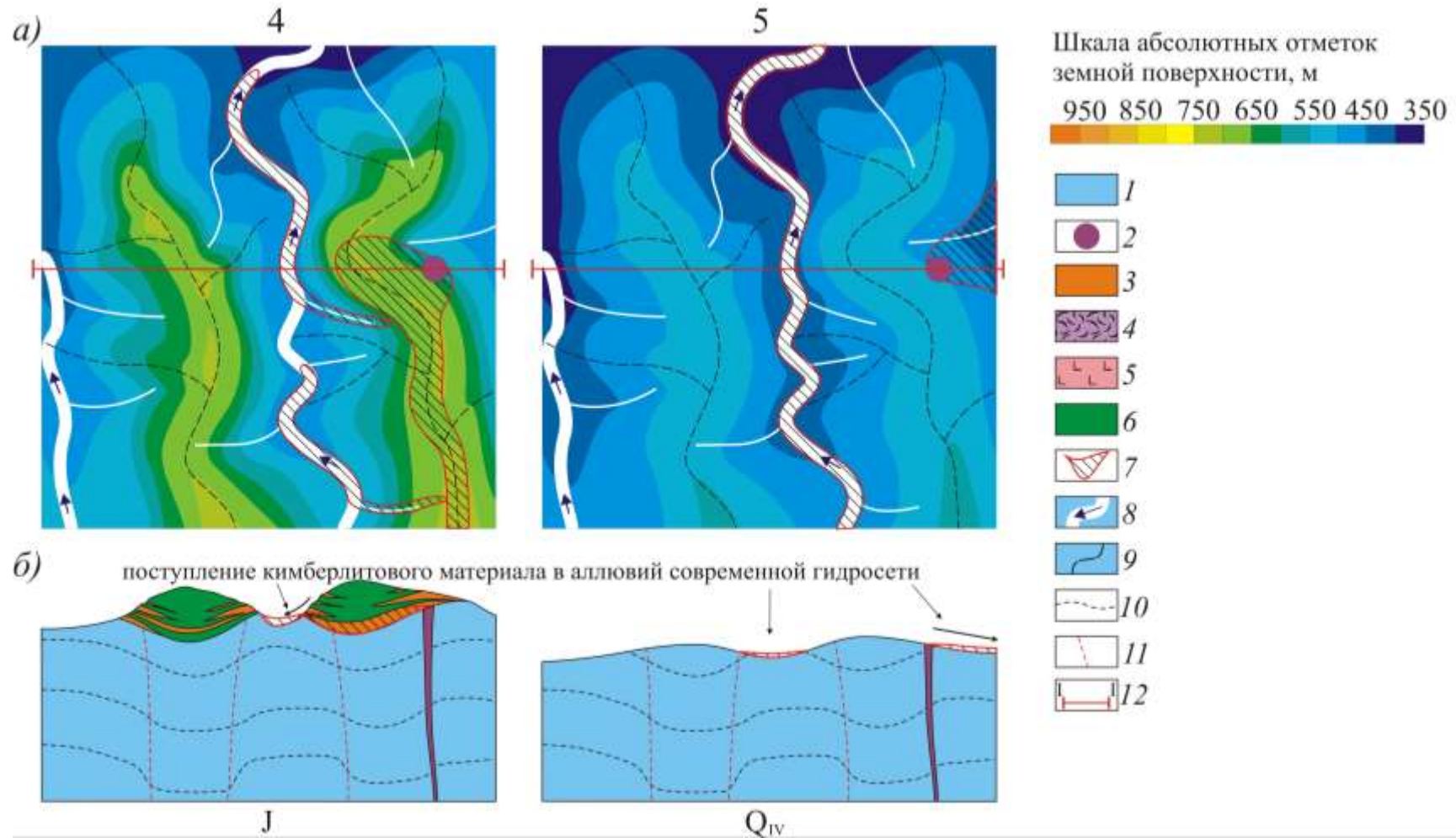


Рисунок 5.4 – Принципиальная модель в плане (а) и в разрезе (б) основных этапов формирования рельефа дневной поверхности в пределах территорий развития трапповых образований: 1 – позднепалеозойский этап; 2 – раннемезозойский этап; 3-5 – мезозойско-кайнозойский этап с различным уровнем эрозионного среза, характерным для центральной (3) и периферийной (4) частей Алаakit-Мархинского, а также Далдынского (5) полей

1 – терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя; 2 – кимберлиты; 3 – терригенные верхнепалеозойские отложения; 4 – туфогенные отложения; 5 – покровные лавовые образования; 6 – интрузивные породы основного состава; 7 – контур распространения кимберлитовых минералов; 8 – направление течения рек; 9 – тальвеги палеогидросети; 10 – границы раздела между разновозрастными нерасчлененными отложениями; 11 – разломы; 12 – линия разреза

5.2. РОЛЬ ВУЛКАНОСТРУКТУР В ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯХ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЗАДАЧАМ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ НА ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Изучение влияния морфоструктур нижнепалеозойских кимберлитовмещающих отложений на развитие базитовых интрузий устанавливает их разноранговый характер. В региональном отношении связь морфоструктур и базитов выражена в зависимости размерных характеристик вулканоструктур от древних ландшафтных обстановок. Так, к низменным аллювиальным палеоравнинам, входящим в состав низкого ландшафтного яруса и унаследовано заложенным по крупным среднепалеозойским структурным депрессиям, приурочено развитие наиболее мощных интрузивных образований базитовых вулканоструктур (рис. 5.5).

В пределах этих областей находят свое развитие и эксплозивные базиты, которые нередко полностью вытесняют терригенные отложения верхнего палеозоя. В пределах пологохолмистой равнины происходит общее увеличение высотных отметок, что влияет на сокращение мощности интрузий долеритов. По мере заполнения свободного пространства на этих уровнях рельефа, магматический расплав переходит уже в область возвышенной равнины. Здесь при подъеме на более высокие гипсометрические уровни под крутыми углами расплав образует апофизы и участки расщепления. В пределах наиболее возвышенных водораздельных участков формировались обширные бестрапповые площади. В результате проведенных исследований установлено, что морфоструктуры нижнепалеозойских кимберлитовмещающих отложений обусловили размещение объемов базитового расплава, что также нашло свое отражение в особенностях отдельных элементов строения вулканоструктур. Так в пределах обширных площадей, где широко развиты породы трапповой формации, для выделения и уточнения определенных элементов древнего погребенного рельефа целесообразно использовать карты и схемы мощностей базитовых интрузий, построенные по материалам поискового бурения. Исследования, проведенные на исследуемой территории в пределах площадей широкого развития вулканоструктур, показали, что характер распределения мощностей их интрузивных образований зависит от динамики и направления внедрения магматического расплава. Интрузивные тела с повышенной мощностью имеют в плане линейно вытянутые, а в некоторых случаях слабоизогнутые формы, длинные оси которых ориентированы по направлению внедрения и продвижения базитового расплава. Здесь особенно важно подчеркнуть, что наиболее благоприятными проводниками в приповерхностных вмещающих отложениях для данных расплавов являлись древние речные долины. Объясняется это тем, что их русловые осадки сложены пористыми, слабо литифицированными и водо-

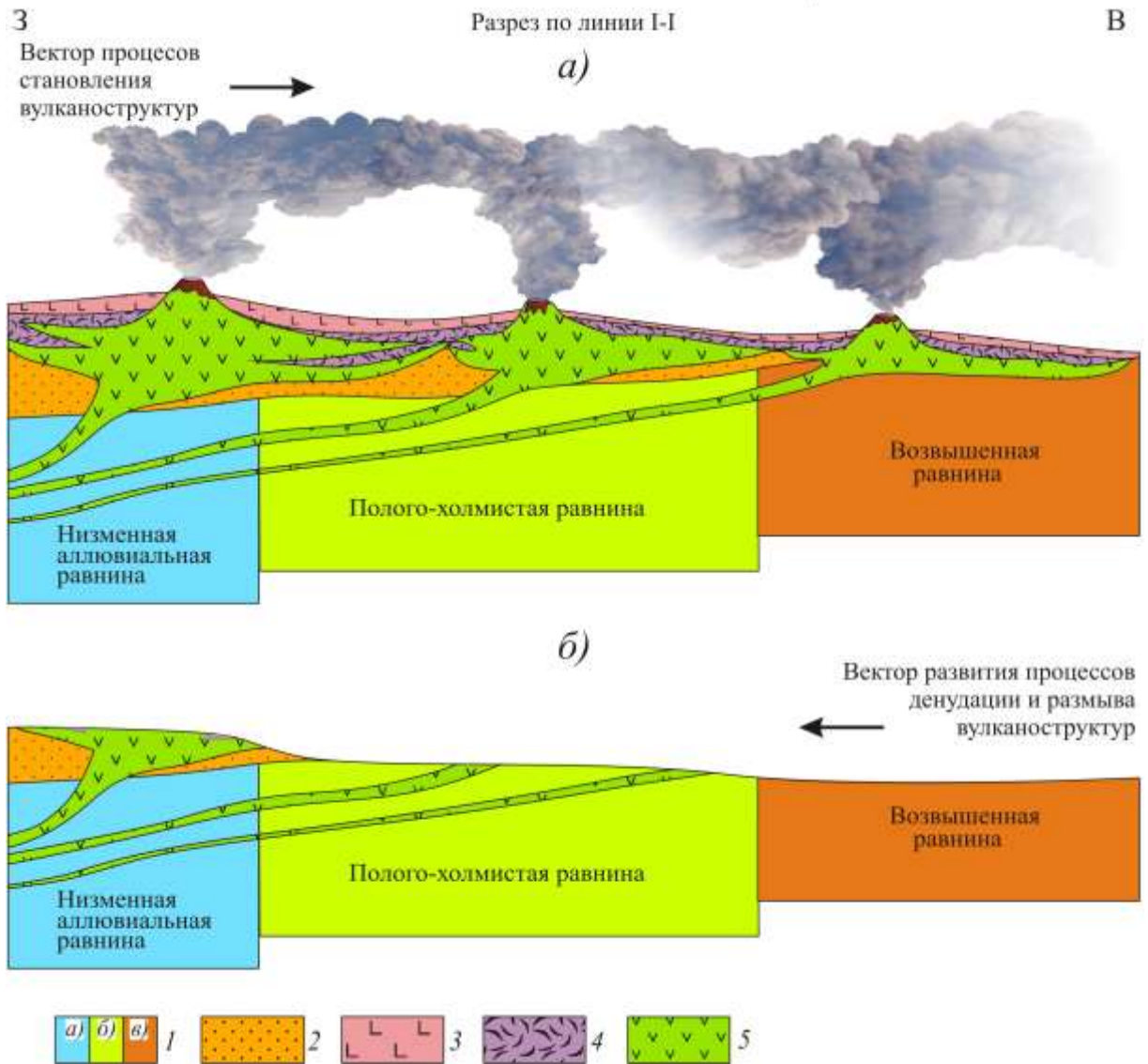


Рисунок 5.5 – Принципиальная схема развития процессов заложения, формирования (а) и деструкции (б) мощностей интрузивного комплекса вулканоструктур в пределах палеоландшафтных зон на северо-востоке Тунгусской синеклизы. Положение линии разреза в плане см. рис. 5.1

1 – нижнепалеозойские карбонатные и терригенно-карбонатные отложения в пределах: а) низкой аллювиальной равнины; б) полого-холмистой равнины; в) возвышенной равнины; 2 – верхнепалеозойские терригенные отложения; 3 – покровные базальты; 4 – туфы; 5 – интрузивные тела долеритов

насыщенными отложениями, что является благоприятным фактором для проницаемости магматических расплавов. При этом отмечается, что вектор продвижения базитовых расплавов повсеместно направлен вверх по палеодолинам. Для характеризуемой территории установлено, что верхние части этих палеодолин характеризуются развитием делювиально-пролювиальных терригенных отложений конекской свиты (C_{2kn}). Ниже по течению возрастает роль гравийных и гравийно-галечных русловых отложений нижеайхальской подсвиты (C_{2-3ah_1}). При этом данный комплекс русловых фаций древних водотоков выступает здесь в качестве основного коллектора кимберлитовых минералов. По достижении расплавом положительных форм

древнего рельефа – палеоводоразделов происходит его аккумуляция, в результате чего, нередко, образуются базитовые интрузии с повышенной мощностью в виде раздувов. В современном плане эти места отмечаются в рельефе контрастными трапповыми обрывами и уступами. Подобная пространственная приуроченность верхнепалеозойских палеодолин и направлений внедрения интрузий установлена также и на смежных территориях. Путь базитовому расплаву от низких к наиболее высоким гипсометрическим ярусам земной коры прокладывался по отложениям, слагающим палеодолины, которые представляли собой наиболее благоприятный коридор для движения. Таким образом, магматический расплав за счет его избыточного давления и проникающих свойств избирательно внедряется по отрицательным морфоструктурным элементам. Ограничивающими его продвижение структурами выступают положительные формы древнего рельефа – палеоводоразделы. При этом расплав огибают эти водоразделы, а при их преодолении наблюдается сокращение мощностей интрузий вплоть до их полного выклинивания. В подобных ситуациях образуются так называемые бестрапповые «окна» и «коридоры» (рис. 5.6). Согласно материалам исследований отдельных авторов (Никулин, Лелюх, Фон-дер-Флаасс, 2002) в пределах рассматриваемого Алакит-Мархинского поля подобные «коридоры» представляют собой линейно-вытянутые бестрапповые участки с размерами от 2-5 км до 20-30 км по длинной оси. Эти участки выполнены пермо-карбонными терригенно-карбонатными отложениями и соответствуют палеоподнятиям карбонатного цоколя и наиболее возвышенным положительным морфоструктурам. Линейные параметры этих «коридоров», такие как ширина и протяженность определяются в большей мере размерами и амплитудой самих положительных морфоструктур карбонатного цоколя. Вдоль границ бестрапповых «коридоров» практически повсеместно картируются зоны расщепления интрузий, сопровождающиеся их подъемом на более высокие гипсометрические уровни. Угол их подъема напрямую зависит от крутизны залегания склонов этих положительных морфоструктур. По аналогии со смежными площадями, расположенными на восточном борту Тунгусской синеклизы, в мезо-кайнозойскую эру по данным бестрапповым структурам закладывалась и развивалась современная гидросеть.

Полученные результаты показывают, что установленные закономерные особенности пространственного развития интрузивов вулканоструктур возможно применять при восстановлении погребенного рельефа на тех площадях, где интрузии долеритов частично или повсеместно вытеснили значительные объемы верхнепалеозойских терригенно-карбонатных отложений. Наиболее ярким примером в пределах рассматриваемой территории является Алакит-Мархинское кимберлитовое поле. Около 80% его площади занимают интрузивные образования базитовых вулканоструктур, что значительно усложняет установление древнего

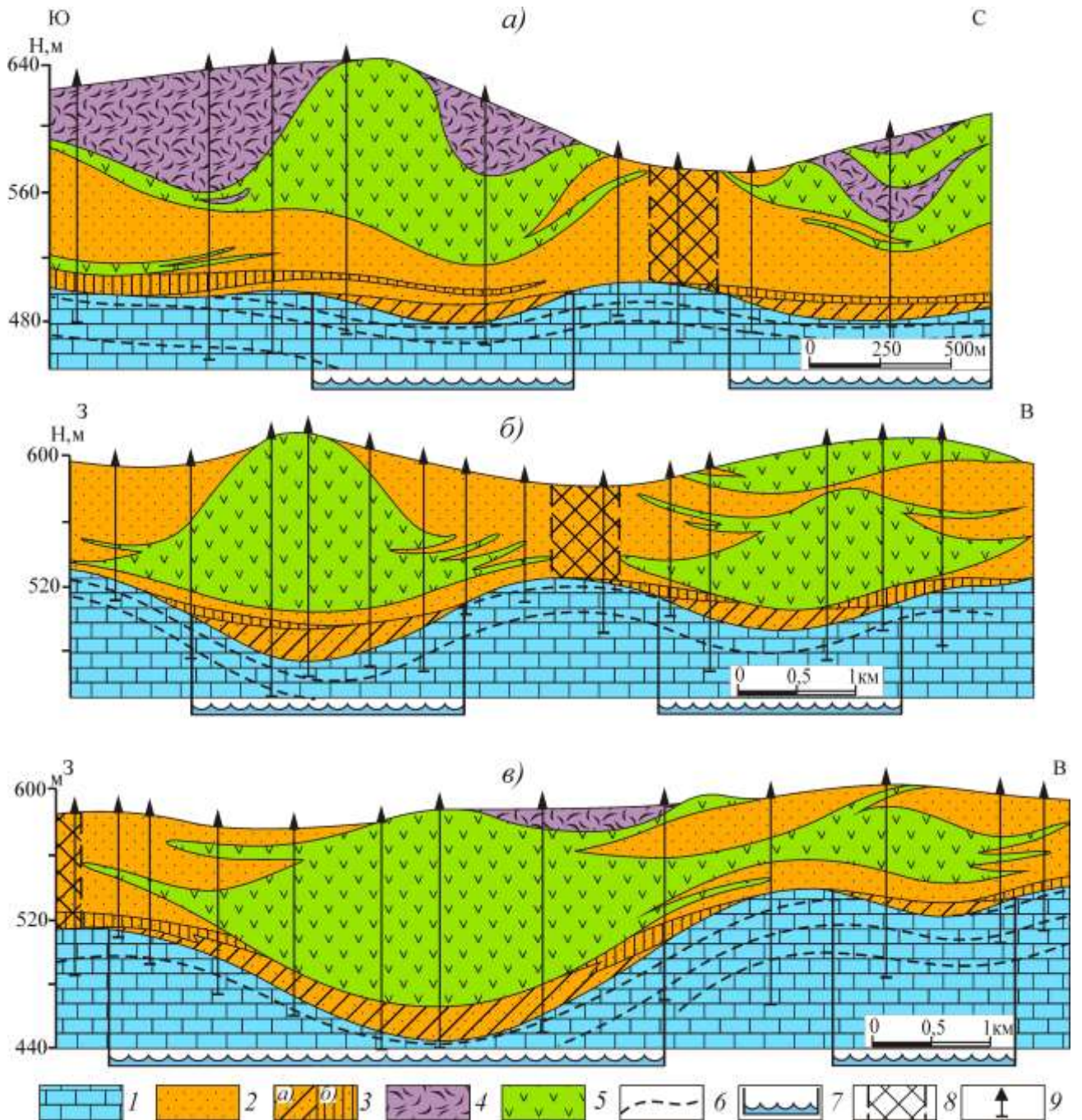
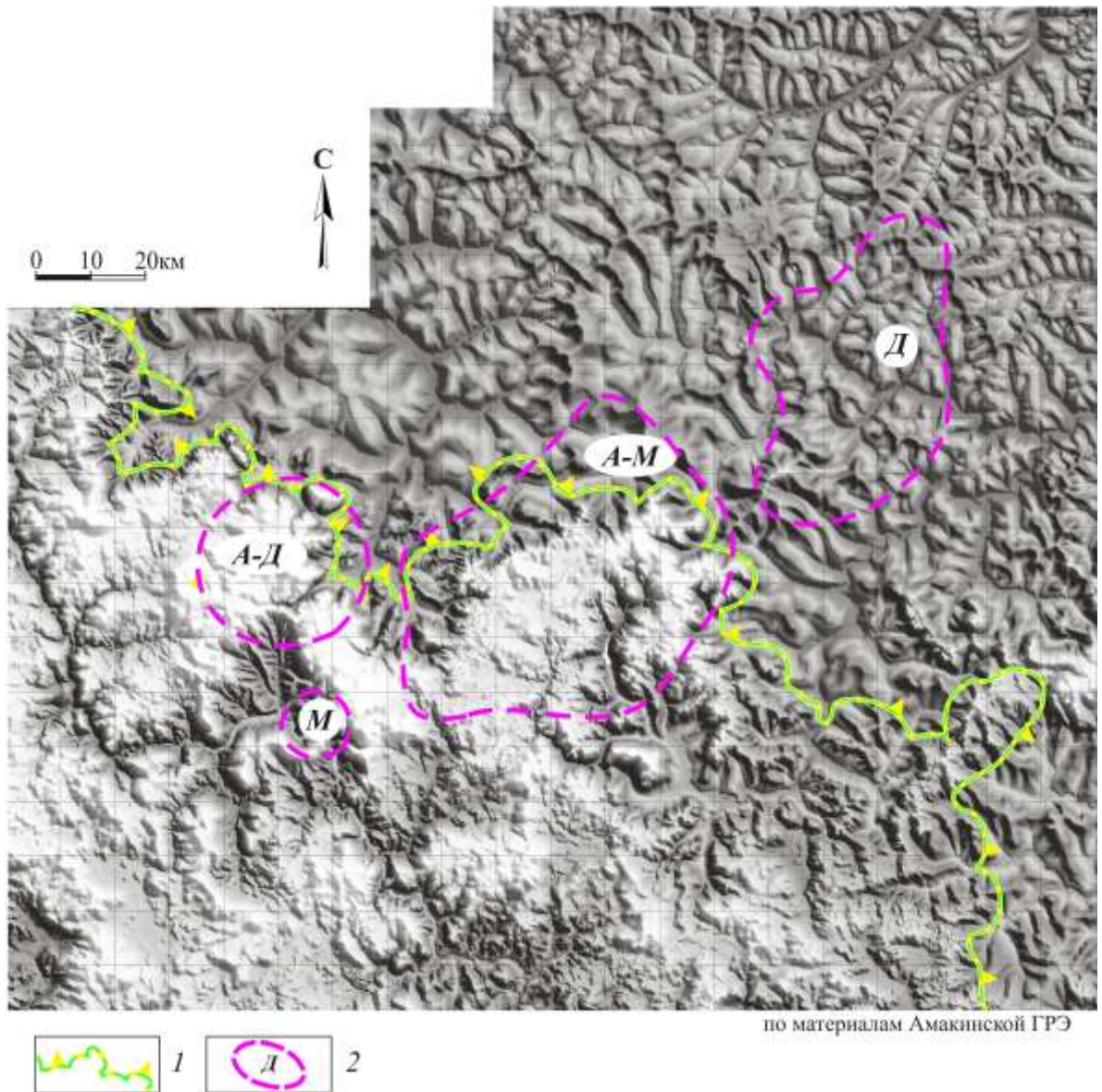


Рисунок 5.6 – Характер типowego распределения мощностей интрузивного комплекса вулканоструктур в пределах палеодолин на исследуемой территории северо-востока Тунгусской синеклизы, на примере Алакит-Мархинского поля (Далдыно-Алакитский алмазоносный район) (а) и на смежных территориях восточной части Тунгусской синеклизы: (б) – Чагдалинской площади (Ыгыаттинский алмазоносный район); в) – Чернышевской площади (Малоботуобинский алмазоносный район). По материалам (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013)

1 – терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя; 2 – терригенные отложения верхнего палеозоя; 3 – фации палеодолин: русловые (а), пойменные (б); 4-5 – комплексы эксплозивных и интрузивных пород вулканоструктур: 4 – туфы; 5 – долериты; 6 – границы структурных поверхностей в разрезе нижнего палеозоя; 7 – центральные части палеодолин; 8 – участки бестраповых «коридоров» и «окон»; 9 – скважины



по материалам Амакинской ГРЭ

Рисунок 5.7 – Рельеф современной дневной поверхности на площадь Алакит-Мархинского кимберлитового поля и его флангов (по материалам (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013) с дополнениями и изменениями).

1 – обобщенный контур развития вулканоструктур; 2 – условные границы кимберлитовых полей и их названия: А-М – Алакит-Мархинское; Д – Далдынское; М – Моркокинское; А-Д – прогнозируемое Аллара-Делингдинское поле

сноса кимберлитового материала. Однако, в результате проведения здесь на многих участках детальных поисков была достигнута плотная сеть буровых скважин, которая составляет на отдельных участках от 500 x 500 м до 125 x 125 м. Данная плотность сети бурения позволяет весьма корректно осуществлять реконструкцию палеорельефа (Коробков, Борис, Бондарев, 1997).

Начальный этап этих построений включал в себя построение цифровой модели и анализ современного рельефа (рис. 5.7). Уже на данном этапе выделялись и трассировались протяженные линейно-вытянутые и изогнутые интрузивные массивы, продолжением которых на открытых площадях выступают мезо-кайнозойские водораздельные пространства с

цепочками и отдельными останцами интрузивных тел. С учетом описанных выше закономерностей площадного и латерального развития интрузивных массивов в пространственной привязке к определенным элементам палеорельефа была построена модель основных элементов древнего нижнепалеозойского плотика на площадь Алакит-Мархинского поля (рис. 5.8). В ходе сопоставления выделенных морфоструктур с этими же элементами, но реконструированными уже по данным бурения, в целом было установлено их подобие.

Важное прикладное значение этих исследований заключается в том, что посредством дистанционного картирования определенных элементов строения базитовых вулканоструктур, и в первую очередь, интрузивных массивов повышенной мощности, возможно реконструировать палеодолины и определять направления переноса обломочного кимберлитового материала (Коробков, Борис, Бондарев, 1997; Коробков, Вафин, Бессмертный, 2004; Коробков, Евстратов, 2011а; Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013). При этом степень детализации элементов погребенного рельефа и направлений сноса кимберлитовых минералов определяется масштабом алмазопроискоковых работ.

Установлено, что наиболее мощные и протяженные линейно-вытянутые интрузивные массивы закладывались и развивались в пределах верхнепалеозойской гидросети. Эти элементы строения вулканоструктур находят свое отражение и достаточно четко выделяются в современном рельефе в виде линейно вытянутых валов, цепочек куполов и куполо-горстов. Все это позволяет посредством изучения современного рельефа на территории развития трапповых образований проводить картирование основных элементов погребенного карбонатного цоколя, согласно которому развивались древние долины. Причем подобное картирование возможно проводить в различных масштабах применительно к различным стадиям прогнозно-поисковых работ. Для этих целей использовались топографические основы масштабов 1:500 000 и 1:200 000, позволяющие последовательно выделять интересующие нас элементы нижнепалеозойского рельефа начиная от регионального масштаба и до стадии детальных поисков. Подобная последовательность масштабов должным образом обеспечивает, в первую очередь, понимание общего плана развития палеоструктур, отображающихся в интрузивном строении вулканоструктур. Далее, с учетом общего плана, возможно более объективно подойти к детализации построений погребенного рельефа и, в частности, к определению направлений сноса обломочного материала верхнепалеозойскими водотоками. На первом этапе этого вида исследований на основе оцифрованных изолиний топооснов определенного масштаба были построены объемные рельефы современной поверхности. После этого проводилась процедура визуальной инверсии рельефа, основанная на результатах изучения частных разрезов вулканоструктур и характера корреляционной зависимости между поверхностью современного рельефа и глубинными структурными поверхностями. Здесь следует напомнить, что

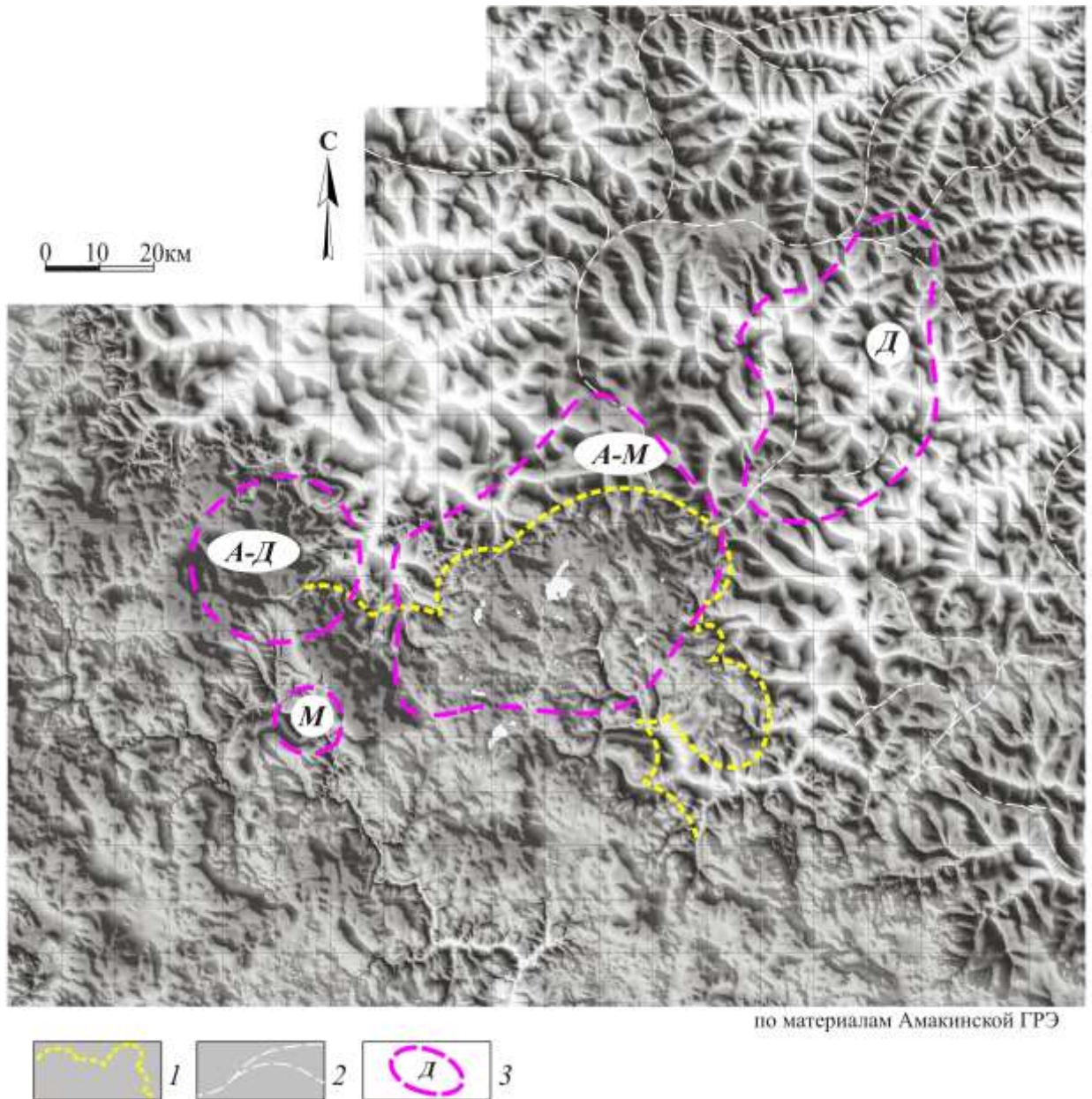


Рисунок 5.8 – Модель реконструированного древнего рельефа карбонатного плотика на площадь Алакит-Мархинского кимберлитового поля и его флангов (по материалам (Коробков, Евстратов, Мильштейн, 2013) с дополнениями и изменениями).

1 – обобщенный контур залива Алакит-Мархинского (C_{2-3}) эпиконтинентального бассейна; 2 – осевые линии палеодолин; 3 – условные границы кимберлитовых полей и их названия: А-М – Алакит-Мархинское; Д – Далдынское; М – Моркокинское; А-Д – прогнозируемое Аллара-Делингдинское поле

установлена весьма уверенная корреляционная связь (см. раздел 5.1). Это позволило построить карты инверсионных современных поверхностей, которые с учетом развития базитовых вулканоструктур отображают основной характер рельефа карбонатного цоколя.

Так для картирования общего плана развития палеоструктур, с выделением главных элементов древнего рельефа, которые оказывали влияние на миграцию обломочного материала, в том числе минералов-спутников алмазов, была рассмотрена вся исследуемая территория северо-востока Тунгусской синеклизы (рис. 5.9).

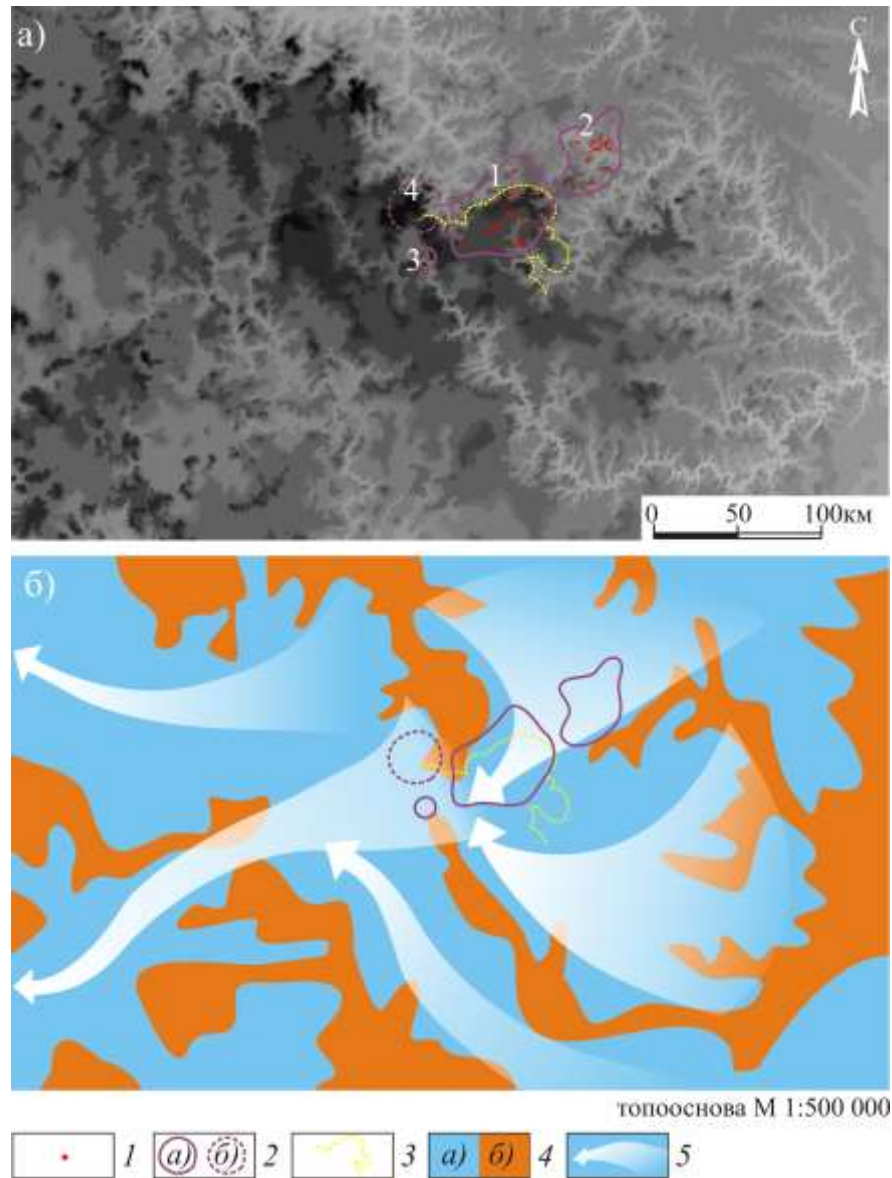


Рисунок 5.9 – Реконструкция генерализованных элементов погребенного рельефа с определением основных направлений сноса обломочного материала (б) на основе закономерностей размещения базитовых образований, выраженных в современном рельефе(а).

1 – кимберлитовые тела Далдыно-Алакитского алмазоносного района; 2 – кимберлитовые поля (а): 1) Алакит-Мархинское; 2) Далдынское; 3) Моркокинское; 4) перспективная Аллара-Делингдинская площадь (б); 3 – обобщенный контур залива Алакит-Мархинского (C_{2-3}) эпиконтинентального бассейна; 4 – генерализованные элементы погребенного рельефа: а) отрицательные (палеодолины) и б) положительные (палеоводоразделы); 5 – основные направления сноса обломочного материала

Генерализация погребенного рельефа была проведена с выделением элементов отрицательного (палеодолины) и положительного (палеоводоразделы) характера (рис. 5.9б). В свою очередь с учетом рельефа были выделены основные направления сноса обломочного материала древними водотоками. Палеодолины мелких порядков объединялись в, соответственно, более крупные, а их общий и главный вектор движения был установлен по направлению в западных и юго-западных румбах к центральной части Тунгусской синеклизы в соответствии с общим структурным планом. Подобный масштаб построений возможно

применять для региональных этапов исследований и поисков, когда необходимо установить общий тренд площадного перемещения кимберлитовых минералов по обширным территориям, при этом минерагеническими таксонами, попадающими в область изучения, являются алмазоносные районы. На следующем этапе на основе инверсионного рельефа того же масштаба, но для рассматриваемой территории северо-восточного борта Тунгусской синеклизы были выделены тальвеги палеоводотоков, установленные по особенностям развития интрузивного комплекса долеритов, а также проведена их детализация для центральной части Далдыно-Алакитского алмазоносного района в масштабе 1:200 000 (рис. 5.10). Были выделены основные направления движения магматического базитового расплава и предполагаемые направления переноса обломочного материала известных тел Далдыно-Алакитского алмазоносного района (рис. 5.11). Необходимо отметить, что тела Далдынского поля условно можно разделить на три группы по направлениям переноса их обломочного материала (рис. 5.10а). Две группы напрямую связаны палеодолинами с древними водотоками, проходящими через Алакит-Мархинское поле, куда кимберлитовый обломочный материал, в том числе и алмазы, поступали по наикратчайшему пути. Другая группа кимберлитов, отделенная от предыдущих двух водоразделом, также связана палеогидросетью с кимберлитами Алакит-Мархинского поля, но имеет уже гораздо большее плечо транспортировки кимберлитового материала, которое характеризуется огибанием палеогидросетью водораздельных пространств.

Характеризуя приуроченность кимберлитов Алакит-Мархинского поля к палеодолинам, в пределах которых мог осуществляться перенос МСА (рис. 5.11), необходимо отметить, что подавляющее большинство тел располагается в пределах эпиконтинентального морского бассейна, периодом заложения которого устанавливается как средний-поздний карбон. В это время снос материала в основном определялся дельтовыми потоками, которые регламентировали относительную линейность миграции кимберлитовых минералов в юго-западном направлении. В отношении перспективной Аллара-Делингдинской площади отмечается обособленность ее палеодолин от тех, которые дренируют Алакит-Мархинское поле. Границей раздела здесь выступает положительная морфоструктура северо-восточного простирания и протяженностью до 50 км. Это свидетельствует о том, что выявленный здесь кимберлитовый материал не является продуктом прямого сноса с Алакит-Мархинского поля. Это, в свою очередь, повышает вероятность выявления здесь своих источников.

В период развития бассейновых условий осадконакопления перенос минералов-спутников алмазов (МСА) с Аллара-Делингдинской площади мог осуществляться в юго-западном направлении, что могло обусловить его накопление у подножия положительных морфоструктур, послужившей естественной преградой. В пределах этих морфоструктур происходило также резкое сокращение интрузий с образованием бестрапповых протяженных

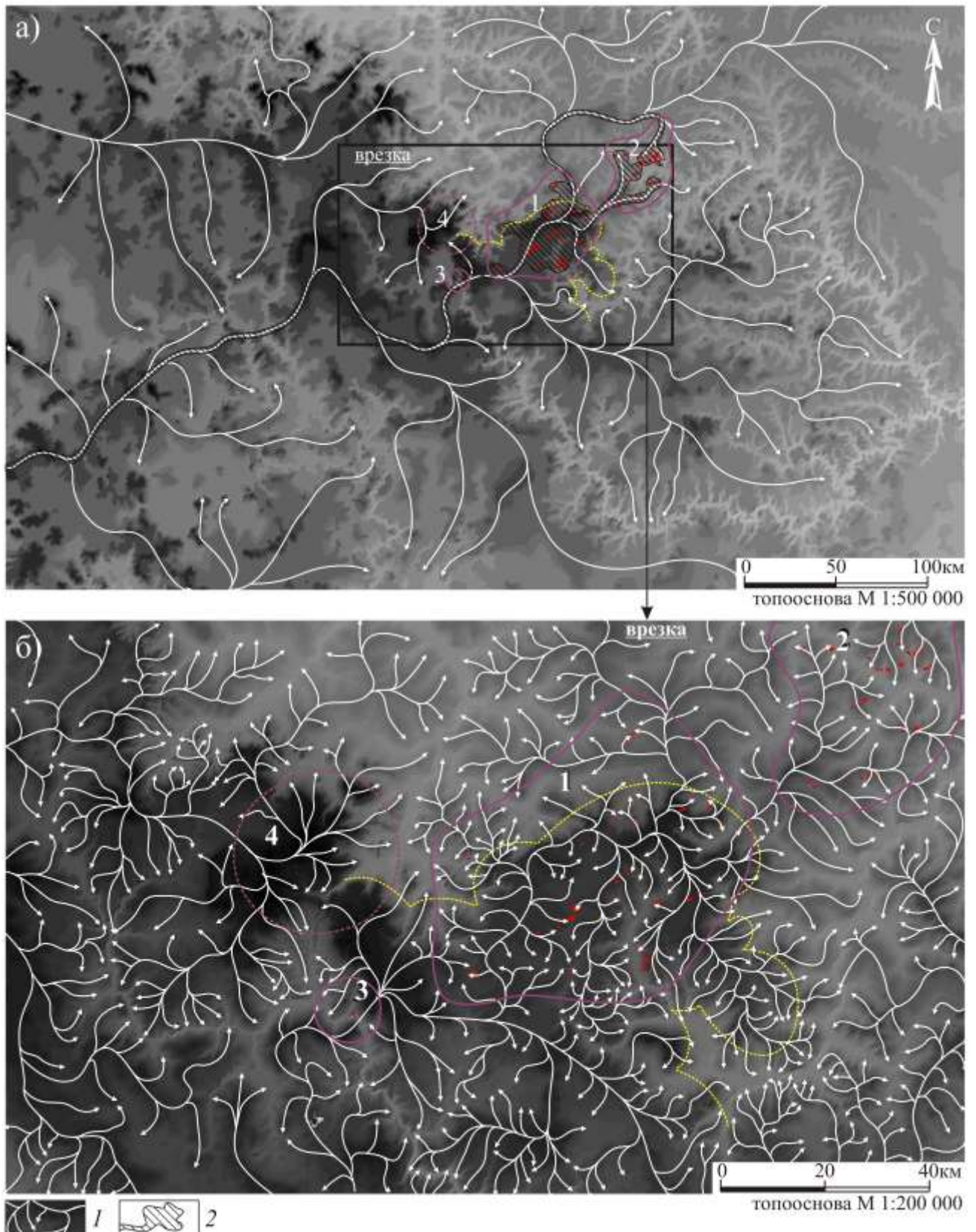


Рисунок 5.10 – Трассирование тальвегов палеоводотоков по особенностям развития интрузивного комплекса долеритов в пределах северо-восточного борта Тунгусской синеклизы (а) и их детализация для центральной части Далдыно-Алакитского алмазоносного района (б).

1 – основные выделяемые направления движения магматического базитового расплава; 2 – предполагаемые направления сноса кимберлитового обломочного материала. Прочие условные обозначения см. рис. 5.9.

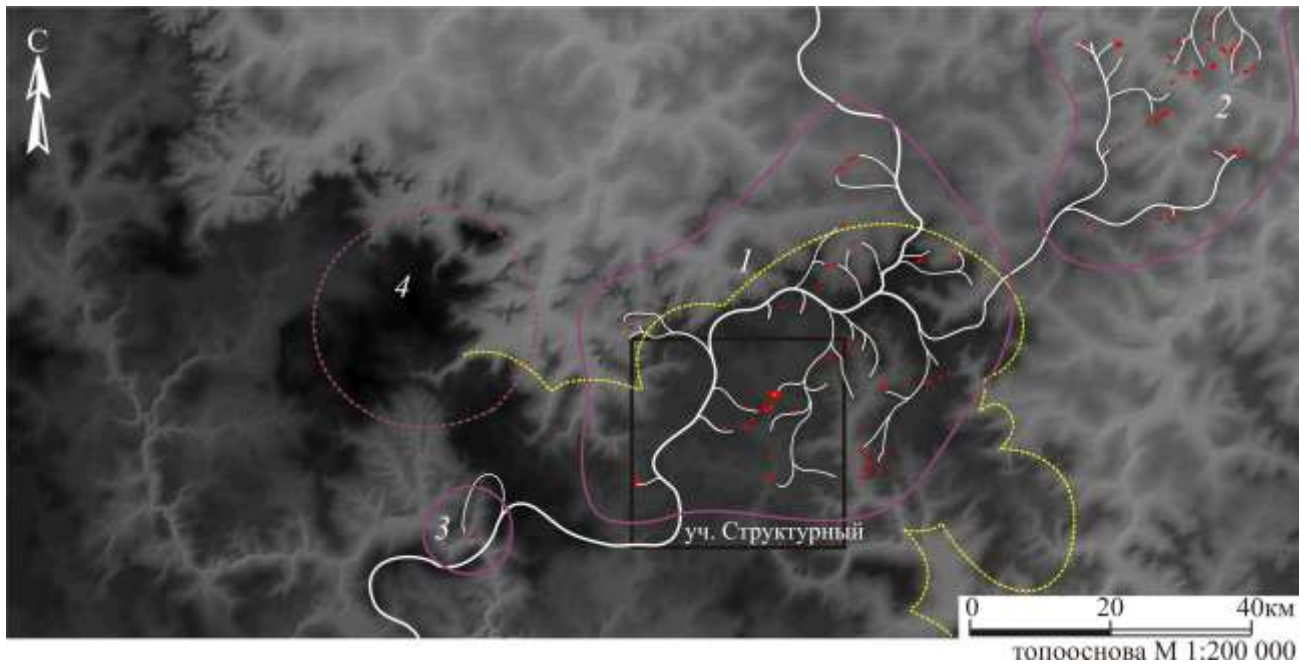


Рисунок 5.11 – Установление основных потенциальных направлений переноса обломочного кимберлитового материала палеоводотоками, выделенных на основе особенностей развития интрузивного комплекса долеритов. Условные обозначения см. рис. 5.9

участков, по которым заложена современная долина реки Моркока. Следует отметить, что на площадях, где широко развиты покровные туфолоавовые образования и которые в географическом отношении располагаются к западу от исследуемой территории, уже не столь четко отображаются особенности погребенного рельефа. Объясняется это, прежде всего, тем, что интрузивные тела вулканоструктур перекрыты отложениями эксплозивно-эффузивной фазы становления вулканоструктур и поэтому многие интрузивные элементы на дневной поверхности проявлены весьма слабо.

Таким образом, уже на данном этапе возможно применение подобных дистанционных методов в качестве вспомогательных инструментов для установления региональных направлений сноса МСА.

Для обоснования выводов о формах отражения элементов рельефа карбонатного цоколя в особенностях строения интрузивного комплекса вулканоструктур, выраженных в современном рельефе, было проведено сопоставление результатов различных построений погребенного рельефа, основанных на разных методиках (рис. 5.12). Так, в частности, сравнивались следующие материалы: схема направлений движения базитового расплава, составленная по геологической карте и топооснове масштаба 1:200 000 (рис. 5.12-1); карта палеорельефа карбонатного цоколя на дотрапповый период по данным гравиразведки (рис. 5.12-2) и по остаточным мощностям допозднеайхальских (C_2^{kn} - C_{2-3ah}) отложений верхнего палеозоя (рис. 5.12-3). Последние две карты построены специалистами Амакинской ГРЭ при проведении детальных поисковых и тематических работ масштаба 1:50 000, направленные на

доизучение структурно-тектонического строения Далдыно-Алакитского района с целью уточнения факторов контроля кимберлитового магматизма (Салихов, Морозова, Цой и др., 2008ф). При этом была использована сеть поискового бурения 400х400 – 250х250 м, что обеспечивало наиболее точные морфоструктурные построения. Для детального анализа построений на картах были выделены две основные группы палеорельефа – палеодолины и палеоводоразделы. На схеме расположения базитовых тел были определены наиболее мощные интрузивные образования, выраженные в современном рельефе валообразными формами с повышенными гипсометрическими отметками. Далее на каждой схеме элементов палеорельефа были выделены участки развития тальвегов верхнепалеозойской гидросети.

При сопоставлении тальвегов, выделенных на разных основах, в большинстве случаев отмечается их плановая сопряженность. Различия в положении тальвегов обусловлены, прежде всего, тем, что ниже- и верхнепалеозойские вмещающие образования сильно нарушены трапповыми образованиями, которые интродуцируют и перемещают их. Все это создает значительные трудности при увязывании отдельных элементов палеорельефа, устанавливаемых скважинами, в единый реконструируемый план. Применение геофизических методов в данном случае представляется весьма актуальным, поскольку позволяют изучать участки с широким развитием базитовых интрузий и проводить структурное и морфоструктурное картирование кимберлитовмещающей толщи. Важную роль здесь выполняют материалы геофизических съемок, поскольку установлено, что характер распределения мощностей интрузивов вулканоструктур, картируемый по данным бурения, находит закономерное отражение и в гравимагнитных полях, повышенные значения которых весьма уверенно фиксируются над осевыми линиями интрузивных массивов повышенной мощности (см. раздел. 4.2).

В целом следует отметить, что установленное подобие разноранговых элементов погребенного рельефа, выделенных как по геофизическим материалам, так и по данным бурения и дистанционным методам, позволяют получить вывод о том, что при изучении особенностей строения интрузий можно выделять отдельные элементы погребенного рельефа карбонатного цоколя, а также трассировать направления переноса обломочного, в том числе и кимберлитового, материала палеоводотоками.

Наработанный материал позволяет также оценить возможности применения полученных результатов для целей прогнозирования и поисков коренных и россыпных месторождений алмазов (таблица 5.1). При этом детальность построений привязывается к определенным масштабам алмазопроисковых работ.

Согласно уточняемого в настоящее время регламента стадийности геологоразведочных работ АК «АЛРОСА» по прогнозированию, поискам коренных месторождений алмазов на начальной стадии осуществляется региональное геологическое изучение недр и

Таблица 5.1 – Схема сопоставления элементов строения вулканоструктур и морфоструктур нижнепалеозойского основания для целей прогнозирования коренных месторождений алмазов

Стадии исследований	Масштаб исследований	Рассматриваемые базитовые образования	Элементы базитовых образований, участвующие в исследовании	Картографические элементы погребенного рельефа карбонатного цоколя	Картографические элементы прогнозного значения
1	2	3	4	5	6
Стадия 1. Региональное геологическое изучение недр и прогнозирование полезных ископаемых в масштабе 1:500 000 и мельче	М 1:500 000 и мельче	Группы вулканоструктур	Площади широкого площадного развития базитов	Схема регионального развития транзитных палеодолин и пространственно сопряженных с ними водораздельных пространств	Региональная схема транспортировки обломочного материала, в том числе кимберлитовых минералов
Стадия 2. Комплексное геологическое изучение территорий в масштабе 1:200000 и прогнозирование полезных ископаемых	М 1:200 000 – 1:100 000	Отдельная группа вулканоструктур	Осевые части интрузивных массивов повышенной мощности и линейные участки их выклинивания	Схема развития аллювиальных ландшафтов с выделением разноранговых палеодолин и локальных водоразделов	Схема местной транспортировки обломочного материала, в том числе кимберлитовых минералов
Стадия 3. Общие поиски и Стадия 4. Детальные поиски	М 1:50 000 и крупнее	Отдельные вулканоструктуры с основными элементами их строения	Эпицентральные области; подводящие каналы; инъективные блоки вмещающих пород; предполагаемые эпицентры извержений; интрузивные массивы, характер распределения их мощностей; основные векторы движений магматических расплавов	Схема размещения локальных элементов погребенного рельефа и положения тальвегов палеодолин	Локализация кимберлитоперспективных участков (с учетом шлихо-минералогической обстановки)

прогнозирование месторождений алмазов в масштабе 1:500 000 и мельче. Данный масштаб применим для построений регионального плана древнего рельефа с выделением крупных палеодолин и пространственно сопряженных с ними водораздельных пространств. В соответствии с этим масштабом в анализ вовлекаются группы вулканоструктур, расположенные в пределах исследуемой территории. В этом случае результатом построений является региональная схема транспортировки кимберлитовых минералов. В виду того обстоятельства, что в настоящее время практически вся территория Якутской алмазоносной провинции покрыта региональными исследованиями данной стадии, необходимо уточнить, что изучение базитового магматизма в данном случае будет способствовать более детальным палеогеологическим построениям.

На следующей стадии проводится комплексное геологическое изучение территорий в масштабе 1:200 000 – 1: 100 000 и прогнозирование коренных месторождений алмазов. Согласно этой стадии основными видами работ в этом случае будут являться геологические, аэро-космогеологические, геофизические и другие специальные и тематические исследования, на основе которых также будет получена новая качественная информация об особенностях базитового магматизма. При этом в анализе уже участвуют сближенные вулканоструктуры со всем набором выделяемых элементов их строения. В этом случае, с учетом регионального плана палеорельефа карбонатного цоколя, при дальнейшей детализации построений возможно выявлять и детализировать особенности направлений переноса кимберлитовых минералов в пределах площадей, соответствующих алмазоносному району.

В ходе проведения общих (М 1:50 000 – 1:25 000) и детальных (М 1:25 000 – 1:10 000) поисков реализуемая сеть поискового бурения позволяет детализировать уже отдельные элементы строения вулканоструктур и на их основе картировать разноранговые палеодолины. Наложение на этот рельеф информации о находках минералов-спутников и их сохранности, в свою очередь, позволяет локализовать кимберлитоперспективные участки, либо проводить их отбраковку.

Таким образом, полученные результаты позволяют сформулировать третье защищаемое положение: «Площадное распределение объемов интрузивных тел вулканоструктур является основой для трассирования элементов палеорельефа нижнепалеозойского карбонатного цоколя - палеодолин и водораздельных пространств, что позволяет определять направления сноса обломочного материала и пути транспортировки алмазов и их минералов-спутников в пределах перспективных площадей и участков на закрытых территориях».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках специализированного структурно-формационного анализа усовершенствован комплекс методических приемов, которые позволяют картировать базитовые вулканоструктуры, создавать их геолого-геофизические модели и уточнять общую схему базитового магматизма на северо-востоке Тунгусской синеклизы. В состав этого комплекса входят: дешифрирование космоснимков, морфоструктурный анализ современного рельефа, изучение гравимагнитных полей, фациальный анализ туфогенных образований, построение карт мощностей интрузивных массивов, составление геолого-геофизических разрезов.

Применено дешифрирование космоснимков в различных вариациях их спектральных каналов. Это позволило подчеркнуть элементы строения вулканоструктур, выраженные в рельефе и в развитии почвенно-растительного слоя. Используются материалы геофизических съемок применительно к задачам картирования базитовых структур. Вспомогательную роль при картировании вулканоструктур оказало закономерное отражение характера распределения мощностей интрузий в гравимагнитных полях. Так, повышенные значения геофизических полей весьма уверенно фиксируются над осевыми линиями интрузивных массивов повышенных мощностей, установленных по данным бурения. В пределах сокращений мощностей и выклинивании интрузивов геофизические поля приобретают относительно спокойный характер.

В ходе модельных построений, основанных на структурно-формационном анализе, закартированы отдельные базитовые вулканоструктуры и определены характерные элементы их строения. Установлено, что ведущую роль играют взаимосвязанные комплексы эксплозивных, эффузивных и интрузивных пород. Эпицентральные области выделяемых вулканоструктур характеризуются наибольшим площадным развитием покровных эксплозивно-эффузивных образований, наличием горизонтов субжерловых крупнообломочных и агломератовых туфов, повышенными мощностями интрузивных массивов, наличием мощных инъективных блоков пород нижнего и верхнего палеозоя в зонах подводящих каналов.

На основе комплексирования результатов картирования вулканоструктур проведено районирование территории северо-восточного борта Тунгусской синеклизы с выделением в ее пределах двух основных зон: внутренней и периферийной. Каждая из этих зон объединяет в своём составе вулканоструктуры, отличающиеся площадными размерами, объёмами и преобладающими типами слагающих образований, а также уровнем эрозионного среза. Внутренняя зона представлена отдельными группами вулканоструктур, в пределах которых от деструктивных процессов сохранены характерные элементы их строения, в том числе интрузивные образования, эпицентральные области с развитыми в их пределах эффузивно-

эксплозивными образованиями. В пределах периферийной зоны выделены элементы отдельных вулканоструктур, основные объемы которых были подвержены значительным процессам денудации и размыва и которые картируются сегодня в виде разрозненных частей интрузивных массивов. В современном эрозионном срезе вулканоструктуры этой зоны представлены в виде реликтов некогда существовавших вулканических сооружений. Другие же вулканоструктуры, подвергшиеся наиболее глубоким процессам деструкции в их эволюционном ряду, представлены лишь дайкообразными базитовыми телами. От этих даек отходят штокообразные и полого восстающие долеритовые апофизы. Подобные образования являются характерными элементами для надкорневых частей вулканических структур.

Проведен анализ планового распределения объемов интрузивных тел вулканоструктур. Установлено, что основные объемы магматических расплавов внедрялись в верхних приповерхностных горизонтах вдоль палеодолин, причем движение осуществлялось вверх по течению древних рек. Сокращение мощностей вытянутых массивов повышенной мощности происходило в пределах древних водораздельных пространств. Таким образом, палеодолины оказались перекрыты базитовыми образованиями наибольшей мощности, а палеоводоразделы, наоборот, отмечаются наименьшим развитием пород трапповой формации. В период эрозионно-денудационных процессов различная степень бронирования траппами повлияла на формирование современного рельефа. В пределах этих территорий в современном плане отрицательные элементы рельефа приурочены к положительным элементам древнего рельефа, а положительные элементы современного рельефа развиваются в пределах палеодепрессий. Все это обусловило изменение условий, определяющих направления переноса кимберлитового материала, из чего следует, что, применительно к рассматриваемой территории, перенос материала осуществляется сегодня в противоположную сторону. Это служит важным дополнительным критерием при реконструкции погребенного палеорельефа, определении направления сноса обломочного, в том числе кимберлитового, материала на закрытых территориях и имеет важное значение при разномасштабных прогнозных построениях. С учетом этих особенностей предложена принципиальная модель основных этапов формирования рельефа дневной поверхности в пределах территорий развития трапповых образований.

Проведено сопоставление элементов строения вулканоструктур и морфоструктур нижнепалеозойского основания для целей прогнозирования коренных месторождений алмазов. Так, в соответствии с разномасштабными стадиями прогнозно-поисковых работ изучение характера отображения морфоструктур карбонатного цоколя в элементах строения вулканоструктур позволяет: определять региональный снос обломочного кимберлитового материала; детализировать направления переноса алмазов и их минералов-спутников в пределах отдельных площадей; с учетом информации о находках минералов-спутников и их

сохранности проводить работы по локализации кимберлитоперспективных участков, либо их отбраковке. Использование методики дистанционного картирования элементов палеорельефа является весьма актуальным для целей минерагенического районирования и прогнозной оценки перспективных площадей и участков алмазоносных районов востока Тунгусской синеклизы, где широко проявлен трапповый магматизм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдалович В.С. Канандинская вулканотектоническая структура в юго-восточной части Тунгусской синеклизы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1972. № 5. С. 95 – 99.
2. Авдалович В.С. Канандинская группа вулканических аппаратов бассейна среднего течения реки Нижней Тунгуски // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1973. № 2. С. 106 –109.
3. Авдалович В.С. Ириткинская вулканотектоническая структура в бассейне Нижней Тунгуски // Докл. АН СССР, 1975. Т. 225. № 5. С. 1139 – 1142.
4. Авдалович В.С. К методике выделения палеовулканических структур на Сибирской платформе // Проблемы палеовулканизма Сибирской платформы: Сб. науч. тр. / Под ред. В.А. Наумова. Иркутск: Иркутск. ун-т, 1986. С. 93-102.
5. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск, 1984. – 128с.
6. Виленский А.М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 272 с.
7. Виленский А.М., Олейников Б.В. Основные факторы многообразия и вопросы классификации траппов Сибирской платформы // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: 1970а. С. 5 – 25.
8. Виленский А.М., Олейников Б.В. Принципы классификации интрузивных траппов образований Сибирской платформы // Геология, петрография и минерагения магматических образований Северо-Восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1970б. С. 76 – 102.
9. Геологический словарь: в 2-х томах. – М.: Недра. Под редакцией К.Н. Паффенгольца и др.. 1978.
10. Геология и методы прогнозирования алмазных месторождений: Труды ЦНИГРИ. 1981. Вып. 156. 145 с.
11. Геология Сибирской платформы / Под ред. И.И. Краснова, М.Л. Лурье, В.Л. Масайтиса. М.: Недра, 1966. 445 с.
12. Геологическая съемка в районах развития траппов Сибирской платформы / А.А. Рябченко, Н.Н. Васильева, Н.Г. Ключанский и др. // Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50000. Л.: Недра. ВСЕГЕИ, 1983. Вып. 5. 208 с.
13. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4 «Сибирская платформа» / Под ред. Н.С. Малича, В.Л. Масайтиса. Л.: Недра, 1987. 447 с.
14. Гоньшакова В.И. Некоторые особенности размещения и механизм внедрения трапповых интрузий в юго-восточной части Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958. № 8. С. 38-56.

15. Горев Н.И. Тектоническое районирование Сибирской платформы при прогнозировании коренных источников алмазов. // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж: 2001.- С. 462-481.
16. Горев Н.И. и др. Мелкомасштабное районирование Сибирской платформы на алмазы. // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Мирный.: 2008.
17. Диапазоны Landsat в работе [Электронный ресурс] // Информационный интернет-портал о разработках в сфере ИТ . – 2013. Режим доступа: <http://geektimes.ru/post/183416/> (дата обращения: 25.02.2014).
18. Дмитриев Ю.И. Древние вулканические аппараты в бассейне р. Чоны // Изв. вузов. Геология и разведка, 1959. № 4. С. 86 – 93.
19. Дмитриев Ю.И. Мезозойский трапповый вулканизм в центре и на периферии Тунгусской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973. № 10. С. 58 – 67.
20. Дмитриев Ю.И. Принципы расчленения интрузивных траппов Сибирской платформы // Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974. С. 78–90.
21. Домышев В.Г. Пирокластические толщи, трапповый вулканизм и тектоника юго-востока Тунгусской синеклизы. Новосибирск: Наука, 1974. 118 с.
22. Донских В.В., Залепугин В.Н., Кронидов И.И. Методика геологической съёмки древних вулканов. Л.: Недра, 1980. 278 с.
23. Евстратов А.А., Коробков И.Г. Морфоструктурные факторы локального прогноза коренной алмазоносности // Строение литосферы и геодинамика / Под ред. Е.В. Складорова. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011а. С. 91-92.
24. Евстратов А.А., Коробков И.Г. Характер отражения кимберлитовых тел в особенностях строения интрузивного комплекса мезозойских вулканоструктур // Строение литосферы и геодинамика / Под ред. Е.В. Складорова. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011б. С. 93-94.
25. Евстратов А.А., Коробков И.Г., Новопащин А.В. Фациально-формационный анализ базитовых образований на востоке Тунгусской синеклизы // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии / Под ред. Е.И. Гордеева. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т.1. С. 125-128
26. Евстратов А.А., Новопащин А.В., Коробков И.Г. Вещественная характеристика интрузивных образований мезозойских вулканоструктур алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы // Строение литосферы и геодинамика / Под ред. Е.В. Складорова. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009а. С. 65-66.

27. Евстратов А.А., Новопашин А.В., Коробков И.Г. Структурно-тектонические элементы локального прогноза кимберлитов Западной Якутии // Строение литосферы и геодинамика / Под ред. Е.В. Склярова. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009б. С. 70-72.
28. Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Гарат М.Н. Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2002. 695 с.
29. Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы (особенности геологии, состава и генезиса пермо-триасовых эффузивов) // Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. 245 с.
30. Ивлиев К.А., Камышева Г.Г., Эринчек Ю.М. Расчленение недифференцированных траппов пермо-триаса по данным петромагнитных исследований и крупномасштабной аэромагнитной съемки в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле // Применение геофизических методов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции. Якутск, 1976. С. 47-64.
31. Камышева Г.Г., Саврасов Д.И. Возрастное расчленение траппов востока Сибирской платформы на основе палеомагнитных методов // VII Всесоюзная конференция по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. М.: 1966. С. 34 – 36
32. Карпов Г.П. Древние вулканы юго-запада Сибирской платформы // Минералы и горные породы Красноярского края. Красноярск: Красноярск. кн. изд-во 1977, С. 68 – 74.
33. Константинов И.К., Константинов К.М. Изучение магнитных свойств траппов пермо-триаса при поисках кимберлитовых трубок на территории Якутской алмазоносной провинции // XII Уральская молодежная научная школа по геофизике. Пермь, 2011 – С. 114-118.
34. Константинов К.М. Петрофизические модели коренных месторождений алмазов на территориях развития пермотриасовых траппов (Далдыно-Алакитский алмазоносный район) // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: материалы всероссийской научной конференции. Якутск: Изд-во СВФУ, 2011. Т.1. – С. 48-53.
35. Константинов К.М., Гладков А.С. Петромагнитные неоднородности зон обжига пермотриасовых траппов месторождения трубки Комсомольская (Якутская алмазоносная провинция) // Доклады АН. 2009. Т. 427. № 2. С. 245-252.
36. Константинов К.М., Иванюшин Н.В. и др. Петрофизическая модель кимберлитовой трубки Комсомольская // Геофизика. Москва: 2004, № 6. - С. 50-53.
37. Константинов К.М., Мишенин С.Г., Томшин М.Д., Корнилова В.П., Ковальчук О.Е. Петромагнитные неоднородности пермо-триасовых траппов Далдыно-Алакитского алмазоносного района (Западная Якутия) // Литосфера / Под ред. В.А. Коротеева. Екатеринбург: ИГГ УО РАН, 2014, № 2. – С. 77-98.

38. Константинов К.М., Мишенин С.Г., Убинин С.Г., Томшин М.Д., Сунцова С.П., Коробков И.Г., Кузьменок А.Н., Подмогов М.Ю., Петушков А.В. Разработка петромагнитной легенды трапповых образований Якутской алмазоносной провинции // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского НЦ СО РАН, 2006. Т. 1. С. 33-36.
39. Константинов К.М., Новопашин А.В., Евстратов А.А., Константинов И.К. Физико-геологическое моделирование гравимагнитных полей коренных месторождений алмазов в условиях развития пермотриасовых траппов // Геофизика. Москва: 2012. № 6. – С. 64-72.
40. Коробков И.Г. Структурно-формационный анализ базитовых образований, как основа картирования вулканоструктур // Тез. докл. IV Вост.-Сиб. петрографич. совещания «Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: проблемы петрогенеза, корреляции, геологической картографии». Иркутск: ИЗК СО РАН, 1997. С. 77-78.
41. Коробков И.Г. Тектонические элементы модели локального кимберлитоперспективного участка // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений / Под ред. Ю.Н.Брагина. Симферополь: Изд-во Украинск. геол. ин-та, 1999. С. 189-192.
42. Коробков И.Г. Геолого-петрологическая модель палеовулканических структур восточного борта Тунгусской синеклизы // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения / Под ред. Н.Н.Зинчука. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2001а. С. 73-79.
43. Коробков И.Г. Петрологическая характеристика магматических образований мезозойских вулканоструктур восточного борта Тунгусской синеклизы // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Магадан: СВ КНИИ ДВО РАН, 2001. Т. 1. С. 160-162.
44. Коробков И.Г. Тектонические факторы локального прогнозирования коренной алмазоносности // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых: Материалы междунар. науч.-техн. конф. «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». Томск: Изд-во Томск. политех. ун-та, 2001в. С. 62-65.
45. Коробков И.Г. Факторы локального прогноза верхнепалеозойских россыпей алмазов Западной Якутии // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Магадан: СВ КНИИ ДВО РАН, 2001г. Т. 3. С. 82-84.
46. Коробков И.Г. Геология и фации верхнепалеозойских отложений алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы / Под ред. В.В. Гавриленко. СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2006. – 164 с.
47. Коробков И.Г. Структурные факторы прогнозирования кимберлитовых тел Якутской алмазоносной провинции // VIII Международная конференция «Новые идеи в науках о земле»: Материалы докл. М., 2007. С. 185-187.

48. Коробков И.Г. Литология и фации алмазоносных отложений верхнего палеозоя на востоке Тунгусской синеклизы // Отечественная геология. 2008. №1. С. 40-46.
49. Коробков И.Г. Структурно-тектонические, литолого-фациальные и магматические факторы минерагенического районирования и локального прогноза алмазоносности на востоке тунгусской синеклизы (Якутская алмазоносная провинция): дисс. на соиск. учён. степ. докт. геол.-мин. наук.: 25.00.11 / Коробков Илья Георгиевич. – Томск, 2014. – 370 с.
50. Коробков И.Г., Борис Е.И., Бондарев Н.Г. Использование морфоструктурных особенностей палеорельефа и интрузий базитов при прогнозировании кимберлитов (Западная Якутия) // Тез. докл. IV Вост.-Сиб. Петрографич. Совещания. Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: проблемы петрогенеза, корреляции, геологической картографии. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1997. С. 91-92.
51. Коробков И.Г., Вафин Т.Р., Бессмертный С.Ф. Структурно-тектонические факторы кимберлитоносности Моркокинского алмазоносного района (Западная Якутия) // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (АЛМАЗЫ-50): Материалы науч.-практ. конф., посвященной пятидесятилетию открытия первой алмазоносной кимберлитовой трубки «Зарница». «АЛРОСА». СПб.: МПР РФ, ВСЕГЕИ, 2004. С. 178-180.
52. Коробков И.Г., Евстратов А.А. Базитовые вулканоструктуры алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы // Наука и образование. 2010. № 2 (58). С. 16-20.
53. Коробков И.Г., Евстратов А.А. Базитовые вулканоструктуры северо-востока Тунгусской синеклизы на примере Аллара-Делингдинского поля // Проблемы геологии и разведки недр Северо-Востока России. Якутск: Издательско-полиграфический комплекс Северо-Восточного Федерального ун-та, 2011а. С. 65-69.
54. Коробков И.Г., Евстратов А.А. Модели базитовых вулканоструктур и их роль в прогнозной оценке закрытых территорий алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы // Руды и металлы, 2011б. № 3/4. С. 93-94.
55. Коробков И.Г., Евстратов А.А. Прогнозно-поисковые модели кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского поля – как фактор локализации перспективных участков на закрытых площадях алмазоносных районов // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона. Якутск: Издательско-полиграфический комплекс Северо-Восточного Федерального ун-та, 2011в. Т. 1. С. 267-271
56. Коробков И.Г., Евстратов А.А. Роль базитовых вулканоструктур в прогнозной оценке алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы // Отечественная геология. 2012. № 1. С.40-47.

57. Коробков И.Г., Евстратов А.А., Захаров Е.А. Базитовые образования на востоке Тунгусской синеклизы и их роль в прогнозной оценке алмазоносности перспективных территорий // Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию члена-корреспондента Академии наук СССР М.М. Одинцова. Иркутск: ИЗК СО РАН, Изд-во Петрографика, 2011. С. 97-101
58. Коробков И.Г., Евстратов А.А., Коробкова А.И. Структурно-тектоническое строение Накынского кимберлитового поля (Западная Якутия) // Вестник С.-Петерб. ун-та. Сер. 7. 2010. Вып. 4. С. 47-57
59. Коробков И.Г., Евстратов А.А., Мильштейн Е.Д. Базитовые вулканоструктуры алмазоносных районов восточного борта Тунгусской синеклизы / отв. ред. А.А. Поцелуев. Томск : СТТ, 2013. 270 с.
60. Коробков И.Г., Коробкова А.И. Прогнозно-поисковые факторы локализации погребенных россыпей алмазов на востоке Тунгусской синеклизы // Наука и образование. 2011. №4 (64). С. 11-17
61. Коробков И.Г., Никулин И.И. Сравнительный анализ отложений ближнего сноса Среднемархинского и Малоботуобинского алмазоносных районов (Западная Якутия) / Вестник Воронежск. ун-та. Сер. геол., 2009. № 2. С. 50-61.
62. Коробков И.Г., Шахурдина Н.К. Структуры осадочного чехла кимберлитовых полей Западной Якутии – как основа инновационного подхода к прогнозированию новых коренных источников алмазов // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 27-34
63. Краснов И.И., Масайтис В.Л. Тектоника Оленёкско-Вилуйского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы // Материалы по геологии Сибирской платформы. М.: Госгеолтехиздат. 1955. С. 217–233.
64. Кузнецов М.Ф. Древние вулканы и лавовые потоки на территории Среднесибирского плоскогорья // Труды Иркутск. гос. ун-та. Вып. 1–2. Сер. геол., 1953. Т. IX. С. 68–76.
65. Кузнецов М.Ф. К вопросу о генетической классификации туфогенных отложений Сибирской платформы // Труды Иркутск. гос. ун-та. Вып. 4. Сер. геол., 1959. Т. XIV. С. 24 – 27.
66. Кузнецов М.Ф. Вулканизм юго-восточной окраины Тунгусской палеовулканической области // Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск: Красноярск. кн. изд-во, 1970. С. 100–102.
67. Кутейников Е.С., Кутейникова Н.С. Кольцевые и линейные вулканотектонические структуры Тунгусской синеклизы // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 4. С. 921 – 924.
68. Кутумов Ю.Д., Мусатов Д.И., Рывин Д.С. и др. Тектоника и вулканизм центральной части Тунгусской синеклизы // Проблемы геологии древних платформ. Красноярск: Красноярск. кн. изд-во, 1973. С. 112–124.

69. Лебедев А.П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 197 с.
70. Лебедев А.П. Дифференцированные трапповые интрузии «Вилюйских гор» // Труды ИГЕМ. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Вып. 29. 110 с.
71. Леднёва В.П. Вулканогенные образования трапповой формации Сибирской платформы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л.: Недра, 1967. Т. 112. С. 198–213.
72. Леднёва В.П., Лурье М.Л. Геологические критерии поисков палеовулканов на Сибирской платформе // Методы палеовулканологических реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск: 1975, С. 19–20.
73. Леднёва В.П., Беляков Л.П., Рябченко А.А. и др. Эрбейэкская дифференцированная интрузия в бассейне р. Вилюй // Советская геология. 1991. № 4. С. 58–65.
74. Лелюх М.И. Геологическое строение и особенности поисков и локального прогнозирования месторождений алмазов в закрытых районах северо-востока тунгусской синеклизы (на примере Айхальского района): Дисс. на соиск. учён. степ. канд. геол.-мин. наук: 04.00.11 / Лелюх Михаил Иванович. – Москва, 1988. – 307 с.
75. Лелюх М.И., Крючков А.И., Никулин В.И. Критерии прогноза коренных источников алмаза // Основные направления повышения эффективности и качества геологоразведочных работ на алмазы. Иркутск: Изд-во ВостСибНИИГГиМС, 1990. С. 163-165.
76. Лурье М.Л., Масайтис В.Л. Магматизм Сибирской платформы // Советская геология. 1959. № 4. С. 50–66.
77. Лурье М.Л., Масайтис В.Л. Палеозойские и мезозойские магматические породы. Верхнепалеозойские – нижнемезозойские долериты и базальты трапповой формации // Геология Сибирской платформы. М.: Недра, 1966. С. 247–284.
78. Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Трапповые интрузивные комплексы и фазы магматизма западной части Сибирской платформы // Сборник материалов по геологии Красноярского края. М., 1960. С. 35-42.
79. Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 5–70.
80. Лурье М.Л., Обручев С.В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы // Материалы по геологии Сибирской платформы. М.: Госгеолтехиздат, 1955. С. 159–206.

81. Лурье М.Л., Полунина Л.А., Туганова Е.В. Принципы расчленения позднепалеозойско - раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы // Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973. С. 116–126.
82. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 1. Современные вулканы. М.: Наука, 1971а. 479 с.
83. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 2. Древние вулканы. М.: Наука, 1971б. 382 с.
84. Магматические формации СССР / В.Л. Масайтис, В.Н. Москалёва, Н.А. Румянцева и др. Л.: Недра, 1979. Т. 1. 318 с. Т. 2. 279 с.
85. Магматические формации: Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций / Под ред. В.Л. Масайтиса, В.Н. Москалевой, Н.А. Румянцевой. Л.: Недра, 1983. 259 с.
86. Макаренко Г.Ф. К палеогеографии областей траппового вулканизма // Проблемы палеовулканизма Сибирской платформы. Иркутск: 1986. С. 85–93.
87. Макаров А. С. Дифференцированные траппы позднепермского-раннетриасового возраста в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле // Докл. АН СССР, 1986. Т. 290. № 4. С. 940–944.
88. Макаров А.С., Скрипин А.И. Особенности возникновения различных петрохимических типов базитов // Советская геология. 1991. № 9. С. 61–66.
89. Масайтис В.Л. Петрология Аламджахской трапповой интрузии (бассейн р. Вилюй) // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. / Под ред. М.Л. Лурье. Л.: 1958. Т. 22. 136 с.
90. Масайтис В.Л. Трапповая формация бассейна р. Вилюй // Петрография Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. С. 208–255.
91. Масайтис В.Л. Форма и механизм образования интрузий и экстррузий на Сибирской платформе // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л.: Недра, 1967. Т. 112. С. 178-193.
92. Масайтис В.Л., Рябченко А.А. Петрохимические особенности пород разновозрастных трапповых формаций Сибирской платформы // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л.: Недра, 1971. Т. 158. С. 178–193.
93. Межвилк А.А., Васильева Н.Н. К истории формирования эффузивных траппов Тунгусской синеклизы // Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Недра, 1967. С. 67–78.
94. Методические рекомендации по крупномасштабному геологическому картированию потенциально перспективных алмазоносных площадей в закрытых районах Западной Якутии / А.И. Скрипин. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1978. 34 с.

95. Методические рекомендации по палеогеологическим методам прогнозирования и поискам погребенных месторождений алмазов на Сибирской платформе / Г.Х. Файнштейн, А.Е. Бессолицин, Е.Н.Белов и др. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1985. 44 с.
96. Методические рекомендации по крупномасштабным магнитным и гравиметрическим съемкам при поисках кимберлитовых тел в условиях развития траппов Западной Якутии / Б.Д. Миков, Б.С. Парасотка, Н.Н.Романов и др. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1986. 122 с.
97. Мильштейн Е.Д. Сложнопостроенные интрузии раннемезозойских траппов. – В кн.: Геология и прогнозирование месторождений полезных ископаемых Восточной Сибири. Тезисы докладов, Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1989. С. 22–24.
98. Мишенин С.Г. Петромагнетизм трапповых пород северо-востока Тунгусской синеклизы. Дис. на соиск. уч. ст. к. г.-м. н. Казань, 2002. - 192 с.
99. Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоническое строение Якутской АССР. Москва: Наука, 1964. – 287 с.
100. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 347 с.
101. Нестеренко Г.В. и др. Дифференцированная интрузия траппов среднего течения р. Вилюй // Геология и геофизика. 1965. № 7. С. 43–51.
102. Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И. Геохимия дифференцированных траппов (Сибирская платформа). М.: Наука, 1973. 198 с.
103. Никулин В. И., Лелюх М. И., Фон-дер-Флаасс. Алмазопрогностика (методическое пособие). Иркутск, 2002. 320 с.
104. Одинцов М.М., Труфанова А.П. Древние вулканические кратеры в Тунгусском бассейне // Очерки по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1948. С. 39–44.
105. Округин А.В., Коробков И.Г., Леднева В.П., Савинов В.Т. Расслоенная ассоциация пород Эрбейэкского интрузива и механизм их формирования // Всесоюз. совещ. «Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения»: Тез. докл. – Якутск, 1989. – С. 65-67.
106. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. 264 с.
107. Олейников Б.В., Савинов В.Т. Новые данные по геологическому строению горы Туой-Хая (бассейн р. Чоны) // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970. С. 58–67.
108. Олейников Б.В., Савинов В.Т., Погудина М.А. Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклиз // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973. С. 4–76.

109. Опорная легенда Айхальской серии листов Государственной геологической карты м-ба 1:50000 / Т.В. Зуева, К.А. Ивлиев. Изд-во ПГО «Якутскгеология», 1991. 112 с.
110. Опорная легенда Ботуобинской серии листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 50 000 / И.М. Гиниятуллин, Д.В.Блажкун, Е.И.Ивашина, Г.В.Коробков, Мирный: Изд-во ПГО «Якутскгеология», 1988. 70 с.
111. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
112. Печерский Д. М. и др. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975, 288 с.
113. Подвысоцкий В.Т., Белов Е.Н. Состав и условия формирования древних осадочных коллекторов и россыпей алмазов / отв. ред. Н.Н. Зинчук. Якутск: Полиграфист, 1995. 164 с.
114. Полунина Л.А., Леднёва В.П., Рябченко А.А. Интрузивные траппы южной части Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1977. Т. 156. С. 93–110.
115. Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Житков В.Г. Дистанционные методы геологических исследований, прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых: учебное пособие для вузов / под ред. докт. геол.-мин. наук, проф. А.А. Поцелуева. – Томск : STT, 2011. – 304 с.
116. Применение магниторазведки для картирования траппов пермо-триаса на восточной окраине Тунгусской синеклизы / Ю.М. Эринчек, Б.Д. Миков, Е.Д. Мильштейн и др. // Схемы базитового магматизма железорудных и алмазоносных районов Сибирской платформы / Под ред. Г.Д. Феоктистова. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1987. С. 31–33.
117. Расслоенная ассоциация пород Эрбейэкского интрузива и механизм их формирования / А.В. Округин, И.Г. Коробков, В.П. Леднева, В.Т. Саввинов // Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения / Под ред. Б.В. Олейникова. Якутск: Изд-во Якутск. науч. центра СО АН СССР, 1989. С. 22-23.
118. Расчленение интрузивных долеритов по данным каротажа магнитной восприимчивости / А.В. Манаков, Н.И. Горев, И.Г. Коробков и др. // Схемы базитового магматизма железорудных и алмазоносных районов Сибирской платформы / Под ред. Г.Д. Феоктистова. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1987. С. 29-30.
119. Рябченко А.А. О номенклатуре железистых и кислых дифференциатов трапповых интрузий Сибирской платформы и их идентификация // Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. 2. Петрология. Томск, 1974. С. 57–58.
120. Саврасов Д.И. О применении палеомагнитного метода для оценки возраста кимберлитов и траппов // Тр. Якут. филиала Сибир. отд. АН СССР. Сер. геол., 1963. № 9, С. 162–171.

121. Саврасов Д.И. Магнетизм кимберлитов Якутии / Дис. на соиск. уч. ст. к. г-м. н. Иркутск, ИЗК, 1967. - 250 с.
122. Саврасов Д.И., Камышева Г.Г. Направление остаточной намагниченности в кимберлитах / Материалы V палеомагнитной конференции. Красноярск, СО АН СССР, 1963. - С. 124-129.
123. Сапронов Н.Л. Возможности дешифрирования вулканических аппаратов части Тунгусской синеклизы // Проблемы металлогении и ископаемых Красноярского края и Тувинской АССР. Красноярск, 1972. С. 62–63.
124. Сапронов Н. Л. Палеовулканические структуры юго-запада Сибирской платформы // Методы составления палеовулканологических карт. Глобальные палеовулканологические реконструкции. Новосибирск, 1977. С. 176– 177.
125. Сапронов Н.Л., Сидорас С.Д. Методика картирования центров вулканизма на основа дешифрирования аэрофотоматериалов, геофизических и палеомагнитных исследований // Новые методы крупномасштабного геологического картирования и поисков твёрдых полезных ископаемых на Сибирской платформе. Иркутск, 1976. С. 34–37.
126. Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы // Труды Аркт. и Антаркт. НИИ. 1936. Т. 43. 224 с.
127. Старосельцев В.С. Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений. М.: Недра, 1989. 259 с.
128. Схема расчленения основных-ультраосновных магматических образований юга и востока Сибирской платформы / Г.Д. Феоктистов, Б.М. Владимиров, Г.В. Коробков и др. // Тез. докл. V Вост.-Сиб. петрографич. совещания «Корреляция, петрология и рудоносность магматических и метаморфических комплексов, эндогенные процессы в литосфере» / Под ред. Г.Д. Феоктистова. Иркутск, 1989. С. 3-10.
129. Татарников, О. Эксперименты со спутниковыми снимками [Электронный ресурс] / О. Татарников // Библиотека ежемесячного компьютерного журнала «КомпьютерПресс». – 2007. – N 8. – Режим доступа: <http://compress.ru/article.aspx?id=17984> [КомпьютерПресс 8'2007](#) (дата обращения: 14.03.2014).
130. Томшин М. Д., Лелюх М. И., Мишенин С. Г., Сунцова С. П., Копылова А., Убинин С. Г. Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы / Отечественная геология. 2001. № 5. С. 19–24.
131. Трухин В.И., Жилиева В.А., Зинчук Н.Н. и др. Магнетизм кимберлитов и траппов. М.: Изд-во МГУ, 1989. 165 с.
132. Туганова Е.В. Дифференцированная интрузия в бассейне р. Холломолох. Л., 1959. Материалы ВСЕГЕИ. Нов. серия. Вып. 24. С. 114–124.
133. Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Парасотка Б.Д. Пространственно-временная структура раннемезозойских интрузивных траппов восточного борта Тунгусской синеклизы // Советская геология. 1991. № 3. С. 36–45.

134. Эринчек Ю.М., Салтыков О.Г., Бардина Е.И. и др. Расчленение и корреляция верхней части разреза Мало-Ботуобинского района // Советская геология. 1988. № 7. С. 68–80.
135. Korobkov I.G., Novopashin A.V., Evstratov A.A. Volcanic-tectonic structures of western Yakutia and their role in formation of high-diamondiferous kimberlites // the 10th International Kimberlite Conference, Bangalore, 2012: Short Abstracts. – P. 305-306.

ФОНДОВАЯ

136. Бухмиллер И.А., Красильников В.М., Свиридов И.Ф. и др. Отчёт о работе Верхне-Алаkitской Партии за 1972-1973 гг. – Айхал, фонды Амакинской ГРЭ, 1974 г.
137. Волотовский А.Г., Чёрный Е.Д. и др. Отчёт о работе Верхне-Алаkitской Партии за 1966 г. – Мирный, фонды Ботуобинской ГРЭ, 1967.
138. Горев Н.И. Прогнозный мониторинг геологоразведочной деятельности АК «АЛРОСА» (ЗАО) на Сибирской платформе на основе составления специализированных на алмазы разномасштабных карт – Мирный, фонды НИГП (Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие), 2003.
139. Горев Н.И. Прогнозный мониторинг алмазоперспективных территорий и площадей Сибирской платформы с целью обеспечения перспективного и оперативного планирования геологоразведочных работ АК «АЛРОСА» в 2006-2009 гг. – Мирный, фонды НИГП (Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие), 2009.
140. Горев Н.И. Прогнозный мониторинг территорий геологоразведочной деятельности АК "АЛРОСА" с целью обеспечения перспективного и оперативного планирования алмазопроисковых работ в 2010-2012 гг. – Мирный, фонды НИГП (Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие), 2012.
141. Зольников Г.В. Вещественный состав кимберлитовых пород тр.Краснопресненская. - Айхал, фонды Амакинской ГРЭ, 1986г.
142. Калмыков Б.А. и др. Отчет о результатах поисковых работ по оценке перспектив алмазоносности междуречья Вилюй-Моркока в 1988-1996 гг. –, п. Чернышевский, Амакинская ГРЭ, 1996.
143. Камышева Г.Г., Солоненко О.А. и др. Отчет о петрофизических исследованиях траппов Далдыно-Алаkitского алмазоносного района в 1973-1975 гг. Петромагнитные карты траппов масштаба 1:100 000 и их интерпретация. . – Айхал, фонды Амакинской ГРЭ, 1975г.
144. Камышева Г.Г., Солоненко О.А. и др. Отчет о петрофизических исследованиях траппов Далдыно-Алаkitского алмазоносного района, выполненных лабораторией физсвойств в 1975-1977 гг. – Айхал, фонды Амакинской ГРЭ, 1978.
145. Коробков И.Г. и др. Отчёт о результатах научно-исследовательских работ по теме: «Провести структурно-формационный анализ пермо-триасовых вулканоплутонических

ассоциаций центральной части алаakit-мархинского кимберлитового поля». – Айхал, фонды Амакинской ГРЭ, 2006.

146. Коптиль В.И. и др. Комплексное изучение минералогии и физических особенностей алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы для решения вопроса об их источниках за 1976-1978гг. – Айхал, фонды Амакинской ГРЭ, 1978.

147. Крючков А.И. Отчет по теме: «Провести типизацию кимберлитовых тел Далдыно-Алаkitского района по вещественно-индикационным характеристикам и условиям залегания, усовершенствовать и внедрить методы локального прогноза и поисков коренных месторождений алмазов» – Айхал, фонды Амакинской ГРЭ, 1988г.

148. Поляничко В.В., Прокопьев С.А. и др. Отчет о результатах поисков коренных месторождений алмазов на Алаkit-Сохсолохском междуречье в 2003-2006 гг. – Айхал, фонды Амакинской ГРЭ, 2006.

149. Потуроев А. А. и др. Отчет о результатах работ по теме № 24: «Составление прогнозных карт для Далдыно-Алаkitского района за 1975-77 гг. (карты масштаба 1:200 000 и 1:50 000).» - Айхал, фонды Амакинской ГРЭ, 1977.

150. Рябченко А.А. Методика расчленения и картирования интрузивных пород трапповой формации в бассейне среднего течения р. Вилюй для целей крупномасштабной геологической съемки. Отчет по договорной теме № 11 за 1967-1969 гг. – Мирный, фонды Ботуобинской ГРЭ, 1969.

151. Салихов Р.Ф., Морозова Н.Е., Цой И.Г. и др. Отчет о результатах поисковых работ по доизучению структурно-тектонического строения территории Далдыно-Алаkitского алмазоносного района с целью уточнения факторов контроля кимберлитового магматизма в 2004 - 2008 гг. – Айхал, фонды Амакинской ГРЭ, 2008.

152. Сомов С.В. Отчёт о результатах предварительной разведки кимберлитовой трубки Краснопресненская за 1984-1987 гг. – Айхал, фонды Амакинской ГРЭ, 1987г.

153. Устинов В.И. и др. Отчет о результатах поисков коренных месторождений алмазов в бассейнах верхних течений рек Алаkit, Марха, Сохсолоох в 1996-2001 гг. – Айхал, фонды Амакинской ГРЭ, 2002.

154. Фолисеvич М.Я. и др. Отчет о результатах изучения остаточных перспектив коренной алмазоносности Далдынского кимберлитового поля в 2000-2003 гг. – Айхал, фонды Амакинской ГРЭ, 2003.

155. Шамшина Э. А. и др. Геохронология кимберлитовых магматитов Далдыно-Алаkitского района. Отчет по теме: №10 0156 ИГН СО РАН за 1993-98 гг. – Айхал, фонды Амакинской ГРЭ, 1999.

156. Широченский В.Г. Отчет о результатах работ по оценке перспектив коренной алмазоносности северо-восточного борта Тунгусской синеклизы в 2004-2007 гг. – Айхал, фонды Амакинской ГРЭ, 2007.