

61-85 4/8 18-5

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский
геологический институт им. А.П.Карпинского

На правах рукописи

ДАРАГАН-СУЦОВ ЮРИЙ ИОСИФОВИЧ

УДК 552.313 (571.5)

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ
ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

04.00.01 - геология

Диссертация
на соискание ученой степени кандидата геолого-
минералогических наук

Научный руководитель
доктор геолого-минералогических наук
Н.С.Малич



Ленинград . 1984 г.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	3-13
I. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА	13-19
II. ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ СТРАТИФИКАЦИИ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ..	19-37
III. СТРАТИГРАФИЯ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ	37-102
IV. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД	102-131
V. МЕТОДИКА СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА	131-136
VI. СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ	136-181
VII. ЭВОЛЮЦИЯ ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ	181-202
VIII. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ	202-214
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	215-217
ЛИТЕРАТУРА	218-232

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Тунгусская синеклиза является самой крупной структурой Сибирской платформы и занимает не менее четверти ее территории. В современном плане она представляет сложную асимметричную структуру открытую к северу в сторону Енисей-Хатангского юрско-мелового прогиба. Тунгусская синеклиза выполнена однообразной мощной стратифицированной пермо-триасовой толщей эффузивов и туфов основного состава. В подчиненном количестве присутствуют эффузивы иной формационной принадлежности. По периферии синеклизы вскрываются терригенные угленосные отложения верхнего палеозоя. Интрузивные образования, ассоциирующие с вулканогенным комплексом, в настоящей работе не рассматриваются. Большая часть интрузий локализована в подошве вулканогенных образований, также они встречаются среди более древних осадочных отложений чехла платформы.

В настоящее время в связи с необходимостью комплексного развития производительных сил Красноярского края (постановления ЦК КПСС и Совета Министров СССР) и определенными перспективами этой территории на нефть и газ, медно-никелевые сульфидные руды, исландский шпат, железо, полиметаллы и ряд других полезных ископаемых, заметно повысился интерес к геологическому строению Тунгусской синеклизы. Приказом Министерства цветной металлургии СССР (№ 342/358 от 6 августа 1973 г.) признано необходимым резко расширить поисковые, геологоразведочные и поисково-рекогносцировочные работы на медные и медно-никелевые руды в пределах северо-запада Сибирской платформы. По мнению ведущих специалистов по нефтяной геологии территория Тунгусской синеклизы рассматривается как самый крупный и самый перспективный объект нефтегазопоско-вых работ после Западной Сибири.

В то же время подавляющая часть месторождений, расположенных вблизи поверхности уже обнаружена. Дальнейшие поиски новых месторождений будут продуктивны лишь на основе научно обоснованных прогнозов, которые разрабатываются на базе обобщения всей накопленной информации о геологическом строении региона. Важное значение структурных, магматических и литолого-стратиграфических факторов в образовании ряда рудных формаций пространственно связанных с вулканогенной толщей Тунгусской синеклизы отмечалось большинством исследователей северо-запада Сибирской платформы. Очевидна определяющая роль структурных и палеоструктурных построений для поисков в пределах лавового поля скрытых в недрах месторождений жидких и газообразных углеводородов.

Помимо практических задач, изучение вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы представляет значительный научный интерес для решения теоретических проблем современной геологии. Разрешение проблем глубинного строения Земли, происхождение океанов, взаимосвязь тектоники и магматизма и целый ряд других глобальных вопросов непосредственно связаны с изучением гигантских по масштабам покровных базальтовых полей. На сегодняшний день пермо-триасовая вулканогенная толща Восточной Сибири изучена лучше других плато-базальтовых провинций, поэтому Тунгусская синеклиза является благодатным объектом для исследования столь универсального явления, как базальтовый вулканизм.

Несмотря на значительный объем накопленной информации по геологическому строению Тунгусской синеклизы, полученной при геологосъемочных, поисковых и тематических работах, специальных исследований посвященных детальному структурно-фациальному анализу и истории формирования пермо-триасовой вулканогенной толщи синеклизы практически нет. Недостаточно разработана корреляция северных и южных типов разрезов вулканогенной толщи, явно преувеличе-

на роль фациальных замещений туфов южной части Тунгусской синеклизы лавами ее северных территорий. Отсутствуют региональные исследования, касающиеся выделения центров вулканической активности и определения основных типов действовавших вулканических аппаратов. Появление в последние годы новых данных по малоизученным пространствам плато Путорана, а также накопившиеся материалы собственных полевых исследований позволили приступить к изучению истории формирования вулканогенной толщи всей Тунгусской синеклизы

Цель представленной работы заключается в последовательном анализе процесса формирования Тунгусской синеклизы как структуры. Реализация поставленной цели потребовала решения следующих задач:

1. Разработка основных принципов расчленения вулканогенной толщи, уточнение стратиграфической схемы и корреляция выделенных литолого-стратиграфических подразделений.

2. Изучение вещественного и химического состава вулканогенных образований и исследование основных тенденций его эволюции в процессе вулканической деятельности.

3. Реконструкция структурно-фациальных характеристик для каждого литолого-стратиграфического горизонта вулканогенной толщи.

4. Выделение очаговых зон вулканической деятельности.

Фактический материал. В основу диссертации положены материалы полевых исследований, выполненных автором с 1974 по 1981 гг. в процессе тематических работ по выявлению структурно-формационных факторов контроля сульфидного медно-никелевого оруденения и оценке перспектив меде-никеленосности различных районов Тунгусской синеклизы. Работы проводились в отделе геологии и полезных ископаемых Сибири ВСЕГЕИ под руководством Е.В.Тугановой (отв.исполнитель) по договору с Норильской комплексной геологоразведочной экспедицией (НКГРЭ) Красноярского геологического управления

(КИУ – ныне ПГО "Красноярскгеология"). Одна из главных задач полевых исследований заключалась в составлении частных разрезов вулканогенной толщи, их последующей корреляции и уточнении схемы стратиграфии, что является необходимым этапом разработки структурных критериев прогноза медно-никелевого оруденения.

Параллельно обработке полевых наблюдений производилась систематизация и анализ всей геологической информации, непрерывно поступавшей в процессе среднемасштабных геологической съемки и аэрофотогеологического картирования (АФК), групповых геологических съемок масштаба 1:200 000 и 1:50 000, тематических, поисково-оценочных и ревизионно-увязочных маршрутных исследований (рис. 1). Для уточнения стратиграфической схемы, корреляции выделенных литолого-стратиграфических подразделений, построения палеоструктурно-фациальных и структурных схем, структурно-фациальных профилей были привлечены практически все имеющиеся к моменту оформления диссертации частные разрезы (1741 разрез, из них III составлены автором) вулканогенной толщи (рис. 2).

Для изучения химического и петрографического состава пород послойно опробованы изученные разрезы, описано более 2000 шлифов, привлечено около 2000 полных силикатных анализов (310 из коллекции автора), более 700 приближенно-количественных определений содержаний малых элементов. Данные химического состава пород обрабатывались статистическими методами на ЭВМ Минск-32 в ВЦ ВСЕГЕИ по программам статистика, петрохимия и неполиномиальный тренд-анализ.

В результате выполненных исследований предлагаются следующие защитные положения:

I. Вулканогенная толща Тунгусской синеклизы сформировалась в 3 этапа. На I-ом этапе вулканическая деятельность сосредоточилась только в Норильском районе. Начиная со II-го этапа вулканизм

Схема использованных материалов

км 50 0 50 100 150 200 км

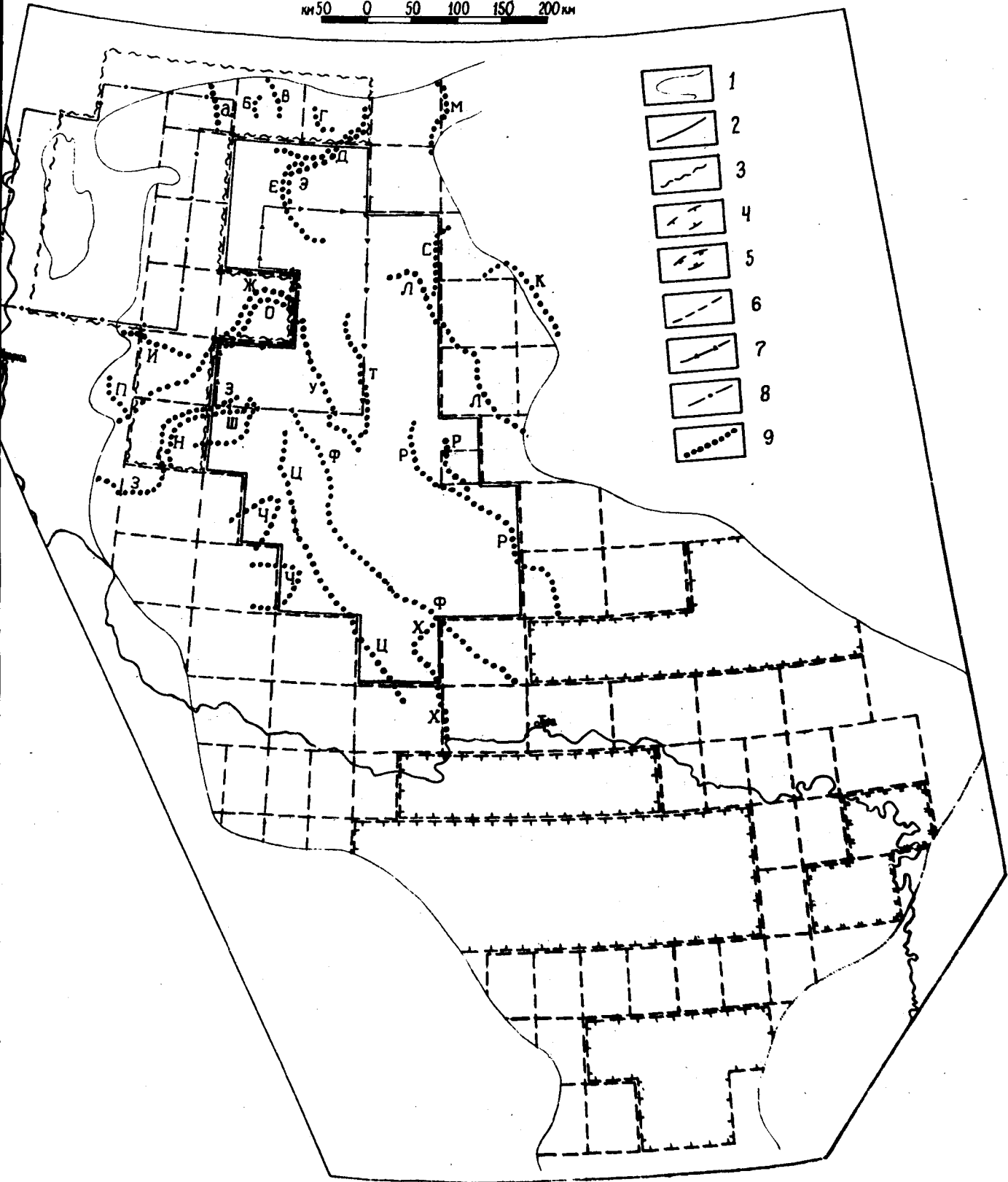
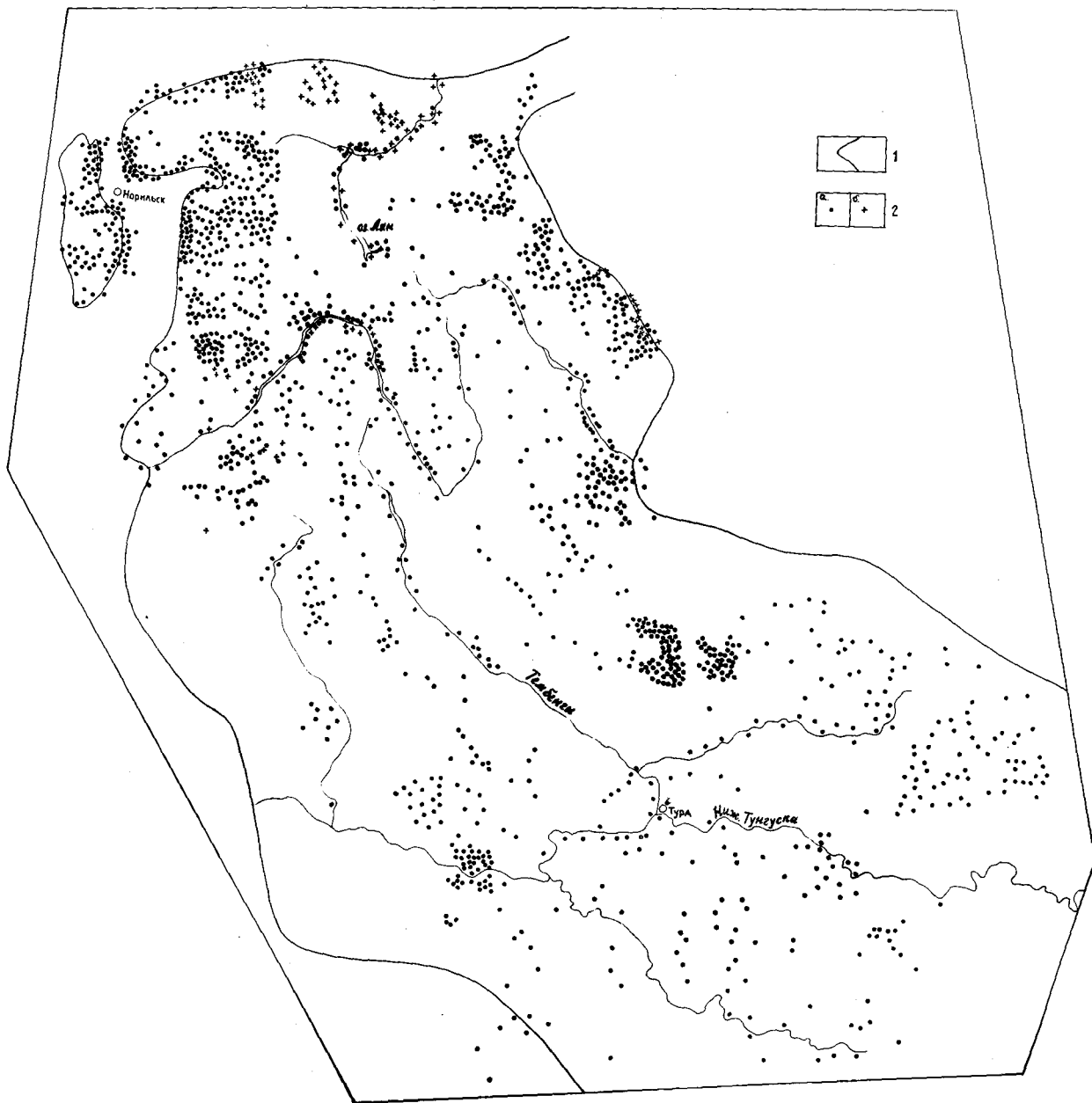


Рис. 1

на стр. 7

Условные обозначения к схеме использованных материалов по пермотриасовой вулканогенной толще Тунгусской синеклизы.

- 1-современная граница распространения вулканогенных образований
- 2-граница площади среднemasштабной аэрофотогологической съемки
- 3-граница площади среднemasштабного группового геологического доизучения
- 4-границы площадей среднemasштабных групповых геологических съемок
- 5-граница площади крупномасштабной групповой геологической съемки
- 6-границы площадей среднemasштабных геологических съемок
- 7-граница площади поисково-оценочных работ
- 8-граница площади тематических работ по структурно-фациальному анализу вулканогенных образований Норильского района
- 9-тематические и ревизионно-увязочные маршруты :
ВСЕГЕИ а-Егоров В.Н., Дараган-Суцов Ю.И., 1974г.; б-Дараган-Суцов Ю.И., 1974г.; в-Егоров В.Н., Дараган-Суцов Ю.И., 1974г.; г-Дараган-Суцов Ю.И., Кузьмин В.К., 1976г.; д-Дараган-Суцов Ю.И., 1975г.; е-Дараган-Суцов Ю.И., 1979г.; ж-Дараган-Суцов Ю.И., 1977г.; з-Дараган-Суцов Ю.И., 1981г.; и-Дараган-Суцов Ю.И., 1981г.; к-Дараган-Суцов Ю.И., 1980г.; л-Егоров В.Н., Леднева В.П., 1978г.; м-Егоров В.Н., 1976г.; н-Леднева В.П., Масайтис В.Л., 1960г.; СНИИГТИМС о-Лебедев В.М., 1966г.; НИИГА п-Фадеев В.А., 1964г.; ВАГТ р-Барсков Е.А., 1966г., Анучкина Н.П., Левитан М.М., 1969г.; с-Анучкина Н.П., 1968г.; т-Анучкина Н.П., 1970г.; у-Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф., Маловецкая И.М., 1971г.; ф-Барсков Е.А., 1966г.; Анучкина Н.П., Боручинкина А.А., 1970г.; х-Маловецкая И.М., 1968г., Боручинкина А.А., 1970г.; ц-Боручинкина А.А., 1964г., 1970г.; ч-Боручинкина А.А., 1963, 1965, 1969гг.; ш-Боручинкина А.А., Кичкина С.С., 1966г.; НКГРЭ э-Амосов Ю.Н., 1979г.



На стр. 9

Рис. 2. Схема расположения использованных в работе разрезов вулканогенной толщи триаса Тунгусской синеклизы.
1 - современная граница распространения вулканогенных образований;
2 - частные разрезы вулканогенной толщи: а - по материалам геологических съемок, тематических и ревизионно-уязочных работ, б - по материалам автора.

проявился на всей территории Тунгусской синеклизы. В начале каждого этапа в результате выбросов из многочисленных аппаратов центрального типа образовывался пирокластический горизонт, затем происходило ритмичное накопление покровных эффузивов, изливавшихся либо из щитовых вулканов исландского типа, либо из множества трещинных аппаратов. Пирокластические горизонты II-го и III-го этапов распространялись на более обширной территории синеклизы, чем перекрывающие их покровные эффузивы. Чередование типов вулканической деятельности является отражением пульсирующего развития вулканического процесса, обусловившего ритмичное строение вулканогенной толщи.

2. Базальные образования III-го этапа в составе двурогинской, правобоярской и учаминской свит составляют единый пирокластический горизонт, неровности палеорельефа которого заполнялись вышележащими базальтовыми покровами аянской свиты и путоранской серии. По мере накопления эффузивных покровов III-го этапа происходило компенсированное прогибание территории синеклизы над питающей областью и расширение ареала распространения базальтового расплава. Пирокластические образования двурогинского времени занимали более высокое гипсометрическое положение по отношению к позднее изливавшимся базальтам и препятствовали их растеканию к югу.

3. По характеру ритмичности эффузивная толща делится на 2 части. Граница между ними проводится по надаянскому маркирующему горизонту, залегающему в основании путоранской серии. Нижняя часть разреза толщи построена аритмично. Она представлена чередованием дифференцированных и контрастных по петрографическому и химическому составу литолого-стратиграфических подразделений. Нижняя толща имеет фельсифильные свойства и высокие дисперсии значений геохимических параметров. Для верхней части разреза эф-

фузивной толщи, состоящей из ритмично чередующихся покровов и потоков недифференцированных однообразных толеитовых базальтов, наоборот, характерно обогащение фемафилами и низкий коэффициент вариации геохимических параметров.

4. К концу раннего триаса вулканогенная толща сформировала огромную вытянутую амфиклизу, дно которой погружалось по направлению к Енисей-Хатангской депрессии. Пермско-триасовый структурный план синеклизы не обнаруживает видимой связи с современными пликативными и дизъюнктивными структурами. Окончательное образование современных отрицательных и положительных структур Тунгусской синеклизы произошло после формирования вулканогенной толщи.

Научная новизна и значимость работы заключается в том, что на основе новой схемы корреляции стратиграфических подразделений, впервые проведен структурно-фациальный анализ вулканогенной толщи, позволивший проследить процесс формирования крупнейшей вулканической структуры. Установлены ареалы былого распространения лито-стратиграфических подразделений и реконструирована пермо-триасовая структура вулканогенного комплекса. Показано, что палеоструктурный план Тунгусской синеклизы определялся распределением вулканических центров и не согласуется с верхнепалеозойской и современной ее структурой.

Впервые показано 3-х этапное формирование вулканогенной толщи и ритмичный характер строения вулканогенного разреза. Намечены очаговые зоны вулканической активности и показано чередование деятельности вулканов разного морфологического типа во времени. Установлены пространственные закономерности распределения петрогенных окислов каждого литолого-стратиграфического подразделения.

Практическая ценность работы заключается в уточненной схеме стратиграфии вулканогенной толщи, которую можно использовать при составлении опорных легенд для крупномасштабного геологического

картирования. На базе комплексного макро- и микроскопического изучения вещественного и химического состава вулканогенных образований выявлены перспективные уровни локализации рудоносных интрузий и намечены объекты дальнейшего направления поисковых работ.

Реализация работы. Методика и основные результаты данного исследования в виде разделов в тематических отчетах и рекомендаций по прогнозу сульфидного медно-никелевого и полиметаллического оруденения переданы к использованию и внедрению в НКГРЭ ЦГО "Красноярскгеология". Стратиграфические и структурные построения автора использованы при выделении металлогенических зон на Металлогенической карте северо-запада Сибирской платформы м-ба 1:500 000 (ред. Н.С.Малич) и вошли в разделы посвященные стратиграфии и истории геологического развития Тунгусской синеклизы в подготавливаемой к изданию монографии "Геологическое строение СССР. Том IV. Сибирская платформа".

Апробация работы. Отдельные положения диссертации докладывались на научных заседаниях отдела геологии и полезных ископаемых Сибири ВСЕГЕИ в 1980 и 1983 гг., на VI Молодежной геологической конференции во ВСЕГЕИ (1981 г.), на IX краевой научно-практической конференции (1981 г.) и на IV краевой трапповой конференции (1983 г.) в г.Красноярске.

Публикации по теме диссертации представлены 5 статьями.

Объем работы. Диссертация состоит из 8 глав, введения и заключения. Она содержит 137 страниц машинописного текста, 67 рисунков, 14 таблиц, список литературы из 130 наименований.

Автор выражает благодарность научному руководителю доктору геолого-минералогических наук Н.С.Маличу. Постоянное внимание к работе и поддержку оказывала автору его непосредственный руководитель Е.В.Туганова. На разных стадиях исследования большое зна-

чение имели консультации, ценные советы и замечания сотрудников ВСЕГЕИ В.Н.Егорова, В.К.Кузьмина и В.Н.Москалевой, сотрудника ВНИИ "Океангеология" Н.Н.Нагайцевой, сотрудника СНИИГТИМСа В.М. Лебедева, сотрудников ПГО "Аэрогеология" Н.И.Емельянова и Э.Л.Фишера. В оформлении работы помощь оказали Е.И.Соколова, Э.Н.Николаева, Н.А.Козлова. Всем перечисленным лицам автор выражает искреннюю признательность.

І. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

Маршрутные исследования, проведенные в прошлом — начале нашего века А.Ф.Миддендорфом, М.Козицким, А.А.Чекановским, И.Ш.Толмачевым, показали, что огромная территория Восточной Сибири от Ангары на юге до Хеты на севере представляет собой область сплошного развития вулканогенных и интрузивных образований основного состава.

Структурная позиция этого обширного поля магматических образований была впервые определена на тектонической схеме Сибирской платформы, составленной в 1918 г. С.В.Обручевым. На схеме выделялся Тунгусский угленосный бассейн, выполненный континентальными угленосными терригенными отложениями верхнего палеозоя (продуктивный отдел) и перекрывающими их туфогенными образованиями пермо-триаса (туфогенный отдел). Границами бассейна служила область распространения угленосных пород тунгусской серии, которые трансгрессивно, местами с угловым несогласием, перекрывают более древние морские отложения. Бассейн по мнению С.В.Обручева образовался в результате оседания Сибирской глыбы по расколам, что повлекло за собой выдавливание на поверхность базальтовой магмы. Большинство последователей этой концепции, вслед за Н.С.Шатским, описавшим Тунгусский бассейн как синеклизу, считает, что она заложилась в позднем палеозое на размытом разнородном субстрате среднепалеозойских осадков [8, 15, 120, 99].

В отличие от концепции С.В.Обручева и Н.С.Шатского, утверждавшей тектоническую причину образования Тунгусской синеклизы, совершенно иной взгляд на ее историю возникновения высказал [П.Е.Оффман 78]. Он считал, что Тунгусский бассейн с позднего протерозоя до перми служил постоянной областью осадконакопления, происходившего в унаследованно развивавшемся сложно построенном прогибе. В конце перми - начале триаса в результате вулканической деятельности и быстрого проседания земной коры над магматическими очагами образовались наложенные впадины (новообразованные синеклизы), закладывающиеся на срезанной эрозионной поверхности более древних антеклиз и синеклиз. По П.Е.Оффману наложенные синеклизы имеют вулканическое происхождение и их образование не связано с тектоническими процессами довулканической истории Сибирской платформы. На наложенный характер вулканогенной толщи, выразившийся в несовпадении структурных планов вулканогенных и угленосных образований, отражающих смену режима преимущественного погружения и накопления континентальных угленосных осадков поднятием, растрескиванием свода и разгрузкой магматических очагов, указывали и другие геологи [98, 35]. М.В.Муратов, обращая внимание на морфологическое и генетическое отличие плато-базальтовых полей от синеклиз А.П.Павлова, предложил платформенные впадины такого типа, образующиеся за короткое время в связи с раскалыванием фундамента, интенсивной магматической деятельностью и проседанием, называть амфиклизами [68].

Важное научное и практическое значение для понимания истории возникновения и развития Тунгусской синеклизы имеет ряд крупных обобщающих работ, выполненных в последнее десятилетие во ВСЕГЕИ [13, 58]. В этих работах, исходя из идеи полициклического развития чехла Сибирской платформы [57], на основе структурно-формационного анализа произведены палеотектонические рекон-

струкции различных этапов ее развития, соответствующих определенным тектоническим циклам соседних геосинклинально-орогенных складчатых комплексов. На огромном фактическом материале было показано, что магматические формации появлялись на Сибирской платформе неоднократно [61] на заключительных (эмерсивных) стадиях тектонического цикла (этапа) в результате общего поднятия платформы, ее дробления и разгрузки магматических очагов [59, 58]. В отличие от концепции П.Е.Оффмана, появление гигантской раннетриасовой базальтовой провинции Тунгусской синеклизы есть закономерное следствие всей истории развития этой территории, а типы слагающих ее магматических формаций и область их распространения также непосредственно связаны с предыдущей тектонической историей соответствующих участков синеклизы.

На ранних стадиях верхнепалеозойско-раннемезозойского этапа развития Сибирской платформы с позднего карбона по верхнюю пермь территория Тунгусской синеклизы входила в состав одноименной хатакратонной области и соединялась с Котуйско-Оленекской хатакратонной областью [58, 6]. В пределах обширных пространств Тунгусского хатакрата в верхнем палеозое в эпиконтинентальных условиях накапливались терригенные угленосные формации. Лишь в раннетриасовое время, а в Норильском районе начиная с конца татарского века, в результате катастрофических излияний огромных масс основных эффузивов и выброса пирокластического материала произошло компенсированное погружение территории современной Тунгусской синеклизы.

Изучение внутреннего строения вулканогенной толщи показало, что вулканический процесс происходил в несколько стадий. С.В.Обручев (1932) и В.С.Соболев [95] установили, что вулканогенная толща сформировалась в 2 фазы: туфовую и лавовую. Закончился вулканический процесс внедрением пластовых и секущих интрузий. Мелко-

масштабные геологосъемочные работы и специальные исследования вулканогенного комплекса позволили развить эти представления. В.К.Котульский (1943) и Н.Н.Урванцев (1958) обратили внимание на циклический характер развития базальтового вулканизма в Норильском районе, заключающийся в неоднократной смене пирокластической и лавовой деятельности. М.Н.Годлевским (1959) в Норильском районе было выделено 4 вулканических цикла. Было установлено, что помимо базальтов и туфов основного состава, слагающих подавляющий объем вулканогенного комплекса, на отдельных участках в разрезе вулканогенной толщи появляются породы иного состава. Многостадийность вулканического процесса трактовалась как следствие изменений тектонической обстановки, заключающейся в смене режима поднятий опусканиями. В то же время всеми исследователями отмечается фациальное замещение туфов южной части Тунгусской синеклизы лавами ее северных территорий, что объясняется различиями в истории геологического развития отдельных районов синеклизы [109].

Ассоциацию базальтовых покровов с долеритовыми интрузиями некоторые исследователи считают признаком пространственно-временной связи между ними [111]. В то же время В.Л.Масайтис [61] показал, что базальты и долериты могут считаться комагматичными только в рамках определенного магматического (тектоно-магматического) цикла. Базальтовые покровы и интрузивные тела не могут образоваться одновременно, т.к. они возникают вследствие принципиально различной динамики магматического процесса, отличаются содержанием летучих компонентов [117] и затратами на их формирование механической работы расплава.

Новая информация по вещественному составу и стратиграфии вулканогенной толщи, полученная в процессе среднemasштабного геологического картирования и тематических исследований, позволила произ-

вести палеовулканические реконструкции на территории отдельных районов Тунгусской синеклизы. Ряд авторов считает, что вулканы действовали по всей синеклизе [53, 37, 32]. Другие геологи пришли к выводу, что излияние эффузивов и внедрение интрузивных образований происходило по зонам глубинных разломов, расположенных по окраинам синеклизы [77 и др.]. Имеется и крайняя точка зрения о формировании вулканогенной толщи за счет деятельности огромного стратовулкана, существовавшего в районе Янгодо-Горбитского поднятия, и ныне скрытого под мощными толщами осадков Енисей-Хатангской депрессии. Лавовые покровы и пирокластические образования распространялись от него как на Тунгусскую синеклизу, так и на Таймыр [66].

Причины появления мощных вылавок базальтового материала на заключительных стадиях тектоно-магматического цикла исследователями трактуются по разному. Ю.М.Шейнманн (1956) связывал проявления платформенного вулканизма с эпохами орогенеза соседних замыкающихся геосинклиналей. Ю.Г.Старицкий показал, что базальтовый вулканизм и, ассоциирующий с ним, интрузивный магматизм не связан с развитием подвижных областей. Платформенный магматизм есть неотъемлимое свойство самой платформы фиксировать конец тектоно-магматического цикла [98]. Разбирая связь магматизма с тектоникой А.С.Кирилов (1961), вслед за С.В.Обручевым, считает, что вулканические образования на платформах контролируются отрицательными структурами и отсутствуют на поднятиях. К такому же выводу пришел В.М.Лебедев, показав, что трапповые впадины зарождаются в районах, которые в процессе формирования осадочного чехла платформы испытывают максимальное прогибание [48]. В то же время В.Ш.Солоненко [96] считает, что вулканизм не зависит от погружения. В качестве примера он приводит Лено-Вилуйскую впадину, мощность осадков которой значительно больше, чем верхнепалеозойских

отложений под Тунгусской синеклизой, а вулканические продукты там отсутствуют. В.В.Белоусов (1962) считает тектоно-вулканическую активизацию древних платформ закономерным следствием процессов дифференциации подкорового вещества, вызывающих усиление крупных волнообразных колебательных движений. М.В.Муратов объясняет образование вулканических впадин уплотнением вещества в мантии, происходящего вследствие изменения ее физико-химического состояния [68].

Независимо от принятия той или иной гипотетической концепции фактом является неоднократное, периодическое появление базальтовых выделок на заключительных стадиях тектоно-магматического цикла, являющегося в свою очередь "конкретным выражением колебательных движений земной коры, связанных с эволюцией ее вещества [58, с. 191]. Возможной причиной периодического изменения эндогенных сил может служить изменение гравитационной постоянной Земли [56].

С позиций палеовулканологии воссоздание истории развития вулканической деятельности региона должно проводиться на основе строгого знания стратиграфической последовательности, наблюдаемой в разрезах вулканогенно-осадочных толщ, анализа фациальных и, добавим, структурных особенностей изучаемого объекта. Немаловажным моментом является определение центров вулканизма.

В современном плане Сибирской платформы Тунгусская синеклиза представляет собой сложную асимметричную структуру [105]. Во внутренней области туфолавового поля синеклизы выделяют с северо-запада на юго-восток Сыверминскую (Дюпкунскую), Центрально-Тунгусскую и Ванаварскую впадины. На западе синеклизы расположена Нижне-Тунгусская впадина. Впадины разделены Учаминским поднятием, полукольцом огибающим Центрально-Тунгусскую впадину. На северо-западе и севере синеклизы вдоль ее границы с Енисей-Хатангским

юрско-меловым прогибом расположен субширотный Норильско-Дельканский прогиб, состоящий из серии мульд, разделенных порогами. С запада на восток выделяют Норильскую, Волгочанскую, Хараелахскую, Иконскую, Большеавамскую и Боярско-Дельканскую мулды. Западная оконечность Норильско-Дельканского прогиба отделена от Сыверминской впадины Хантайско-Рыбинским поднятием.

II. ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ СТРАТИФИКАЦИИ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ

В процессе среднемасштабной геологической съемки каждый исследователь создавал свою достаточно детальную схему стратиграфического расчленения разреза вулканогенной толщи. Основной задачей по унификации существующих стратиграфических схем явилась надежная корреляция разрезов вулканогенной толщи, реализуемая путем непрерывного прослеживания выделенных лито-стратиграфических подразделений. Задача осложняется низкой результативностью классических био- и хроностратиграфических методов, не позволяющих достоверно установить и палеонтологически обосновать присутствие в вулканогенных образованиях Тунгусской синеклизы подразделений общей стратиграфической шкалы дробнее, чем отдел [87]. В то же время количество вулканогенных свит в разрезе туфолоавовой толщи достигает 12.

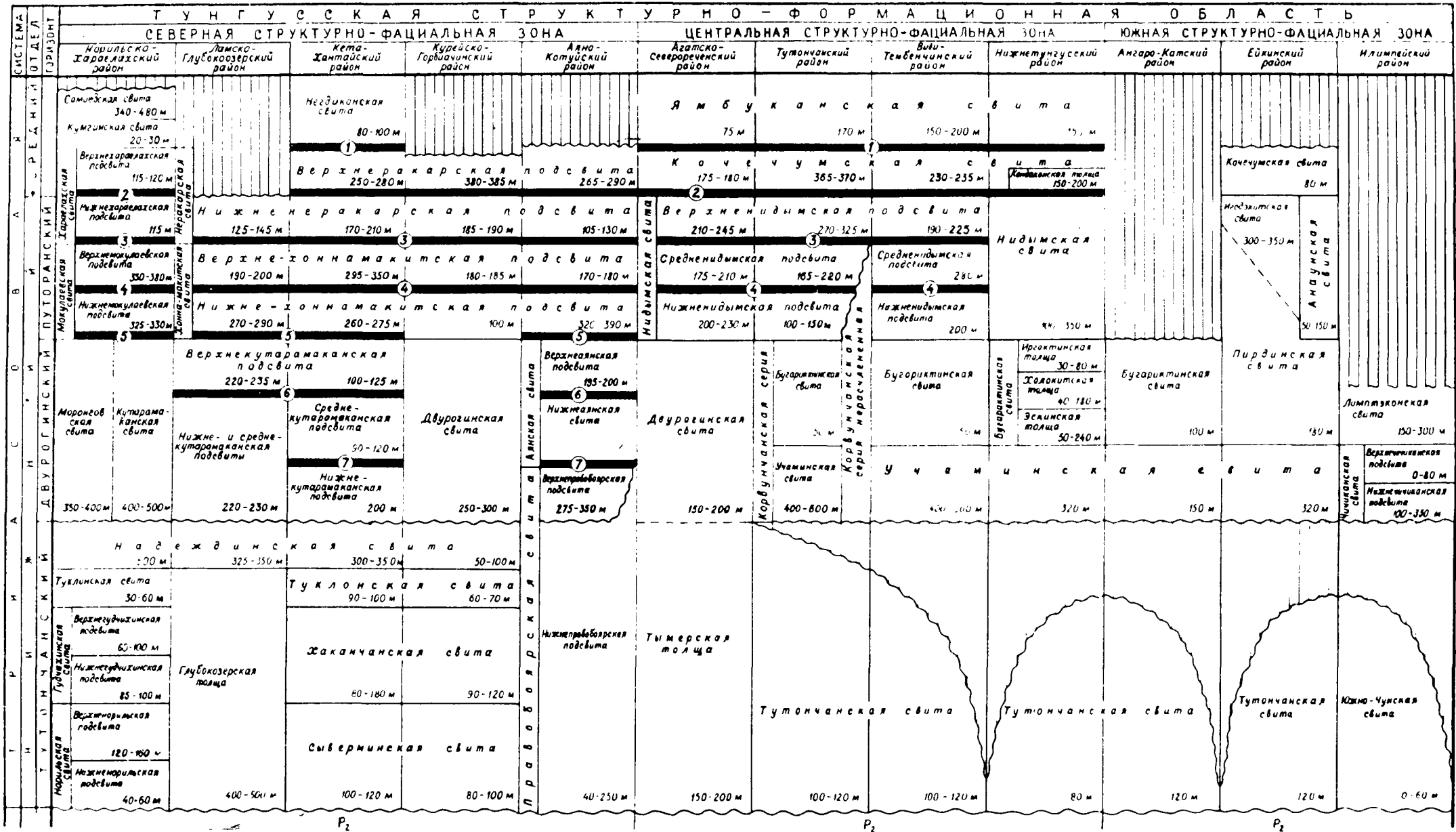
До настоящего времени нет единого мнения о возрасте вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы, который определен по палеонтологическим остаткам, собранным в вулканокластических и вулканомиктовых прослоях. Основной причиной является специфика условий вулканогенно-осадочного литогенеза и аэральный режим накопления продуктов вулканизма, обусловивший плохую сохранность палеонтологических остатков и отсутствие руководящих форм. По мнению А.Н. Криштофовича (1959, т. I, с. 186-187) в верхней перми и, возможно, нижнем триасе на древнем материке Ангариды, куда входила Тунгусская синеклиза, были единые климатические условия развития флоры

ры, что определило "не столько появление родов достигших своего наибольшего развития в мезозое, сколько сохранение древних компонентов".

По решению 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири (г. Новосибирск, 1978), утвержденного МСК СССР в феврале 1981 г., возраст вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы условно определен как ранний триас. По литофациальным, минералогическим и палеонтологическим данным вся толща разделена на 3 региональных биостратиграфических горизонта, которые отражают крупные этапы в геологическом развитии региона и смену характерных комплексов флоры и фауны (табл. I). Границы между горизонтами имеют региональный характер и фиксируются в пределах всей синеклизы.

Вариант региональной стратиграфической схемы 1978 г. (табл. I) принципиально не отличается от окончательной стратиграфической схемы, утвержденной МСК в 1981 г. На последней, норильская свита и верхнеправобоярская подсвита в соответствии с приоритетом заменены соответственно на сыверминскую и водопадную свиты; гудчихинская свита по предложению норильских геологов разделена на 3 подсвиты. Также изменены некоторые названия и объемы свит для южных районов синеклизы.

На табл. 2 показана схема корреляции лито- и биостратиграфических подразделений, на которой палеонтологические остатки, встреченные в конкретных лито-стратиграфических подразделениях (свитах, подсвитах), соотнесены с региональными биостратиграфическими горизонтами, даны авторские определения их возраста и соответствующие аналоги в соседних районах. Анализ этой схемы показал, что большинством специалистов наиболее значительная смена флористических и споро-пыльцевых комплексов фиксируется на границе угленосных песчано-глинистых и вулканогенных образований. Граница меж-



Примечание: маркированные горизонты обозначены жирными горизонтальными линиями и имеют следующую нумерацию: 1-ямбуковский, 2-азатский (кастиминский), 3-челчинский, 4-дрожинский, 5-качанский, 6-учанский, 7-шадринский.

Таблица 2

Схема корреляции биостратиграфических и литостратиграфических подразделений вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы

Литостратиграфические подразделения	Региональный горизонт схемы МСК ^X	Палеонтологические остатки	Автор определения	Возраст	Литостратиграфические и биостратиграфические аналоги
1	2	3	4	5	6
самоедская		<u>СПК</u>	Э.Н.Кара-Мурза	T ₂	гуремская свита Нордвикского района (условно ладинский ярус) кульдиминская свита Восточного Таймыра верхняя часть нижней подсвиты мамоновой свиты Центрального Таймыра (аляскинский ярус)
ямбуканская кумгинская	tt tt, pt dv ₁	<u>Фауна</u> остракоды: Darwinula aff. inornata Misch., D. innae Misch., Darwinuloides sibiricus Misch. гастроподы: Cincinna cf. uralia Kol., Boreocelona sp. <u>Флора</u> Elatocladus pachyphyllus Pryn., E. cf. linearis Pryn. <u>СПК</u>	Е.Н.Михина Г.М.Колесников Н.П.Анучкина Э.Н.Кара-Мурза	P ₂ T ₁₋₂ T ₁ T ₂	 туринская серия Тургайского прогиба самоедская свита
неракарская кочечумская верхнеидымская	dv ₂ tt dv, pt dv ₁ pt	<u>Фауна</u> конхостраки: Limnadia turaica Nov. <u>Флора</u> Todites aff. borealis Pryn. Pecopteris aff. crenata Pryn., Cladophlebis aff. lobifera Pryn., Todites kirjamkensis Pryn., Boreopteris evenkensis Mog. Elatocladus pachyphyllus Pryn. E. cf. linearis Pryn. <u>СПК</u>	Н.И.Новожилов Н.А.Шведов Г.Н.Садовников Н.Д.Василевская Н.К.Могучева Г.Н.Садовников Н.К.Могучева Г.Н.Садовников Н.П.Анучкина Э.Н.Кара-Мурза	P ₂ T ₁ T ₁ P ₂ T ₁ T ₁ T ₁₋₂	 мокулаевский биостратиграфический горизонт

I	2	3	4	5	6
<p>Хоннамакит- ская нижнеиндидымская</p>	<p>dv₂ dv₂ dv₂-pt dv₂ dv₁ pt pt, dv₁</p>	<p><u>Фауна</u> конхостраки: <i>Estherites cf. evenkien-</i> <i>sis Lutk., E. cf. tungussiensis Lutk.</i> <i>Lioestherica turicata Nov.</i> остракоды: <i>Gerdalia clara</i> остатки рыб: <i>Korutichthys Kaz.-Sel</i> гастроподы: пелециподы: Флора род <i>Voltzia</i> и <i>Paracalamites</i>, <i>Elatocladus pachyphylla Prvn.</i> <i>Cladophlebis lobifera Prvn., Boreopteris</i> <i>evenkensis Mog.</i> <i>Lobatannularia evenkorum Prvn., Sphenop-</i> <i>teris kirjamkensis Prvn.</i> древесина: <i>Araucarioxylon</i> <u>СПК</u></p>	<p>Л.П.Пирожников Г.Н.Садовников Г.М.Колесников Г.П.Радченко Н.А.Шведов В.П.Принада И.А.Шилкина Г.Н.Садовников Н.П.Анучкина Э.Н.Кара-Мурза</p>	<p>T₁ P₂ T₁ T₁ T₁ T₁ T₁ T₁</p>	<p>корвунчанская свита бассейна р.Нижней Тун- гуски индский ярус бассейна нижнего течения р.Лены барсучий горизонт Кузбасса правобоярская - кочечумская свиты мальцевская свита Кузбасса корвунчанская свита р.Нижней Тунгуски мокулаевский биостратиграфический горизонт верхняя половина индского- нижняя поло- вина оленекского ярусов Нордвикского района</p>
<p>аланская брянская</p>	<p>dv tt dv₂ tt dv₁ pt</p>	<p><u>Фауна</u> пелециподы: <i>Palaeonodonta castor</i> <i>Eichur., P. aff. dubia Amal.</i> <i>Palaeonodonta babikamensis (Rag.)</i> <i>P. obturschevi (Rag.), РОД Utschami-</i> <i>ella</i> конхостраки: <i>Lioestheria cf. aequal</i> <i>Lutk.,</i> <i>Estherites tungussiensis Lutk.</i> <u>Флора</u> род <i>Kchonomakidium, Rhipidopsis,</i> <i>Tersiella, Katasiopteris lebedevii</i> <i>Radc., род Voltzia</i> <i>Madygenia borealis f. tipica Radcz.</i> <i>Lobatannularia evenkorum Prvn., Cla-</i> <i>dophlebis lobifera Prvn.</i></p>	<p>О.В.Лобанова В.М.Петренко Л.П.Пирожников Н.А.Шведов Н.К.Могучева</p>	<p>P₂ P₂ T_I T_I T_I</p>	<p>мальцевская свита Кузбасса тугончанская и корвунчанская свиты бассейна р. Нижней Тунгуски бассейн р. Нижней Тунгуски и Лены (холокитские и иргактинские слои)</p>

1	2	3	4	5	6
правобоярская		<p>Флора: древесина: <i>Dadoxylon</i> (<i>Cardiocy- lon</i>), <i>Sphenopteris</i> sp., <i>Cladophlebis</i> sp.</p> <p><u>СПК</u></p>	<p>И.А.Шилкина В.П.Принада Э.Н.Кара-Мурза</p>	<p>C-T_I P₂-T_I</p>	<p>тутончанская, дегалинская, корвунчан- ская свиты ергалахская, хаханчанская свиты</p>
корвунчанская (преимущественно верх- некорвунчан- ская)	<p>dv₁ dv₂ tt dv dv,pt</p>	<p><u>Фауна</u> конхостраки: семейство <i>Leiaioi- dea</i> /<i>Mimolenia mitchelli</i> Nov., <i>M. belozeroi</i> Nov.) Филлоподы: <i>Lioestheria evenkensis</i> (Lutk.), <i>Ragozinia leonidi</i> Novojilov. остракоды: <i>Darwinula inornata</i>(Spij.)</p> <p><u>Флора</u> <i>Pecopteris serrata</i> Pryn., <i>Elatocladus pachyphylla</i> Pryn., <i>E.linearis</i> Pryn., <i>Cladophlebis lobife- ra</i> Pryn.</p>	<p>Н.И.Новожилов Е.М.Люткевич Н.И.Новожилов Д.И.Мандельштам В.Д.Принада Н.К.Могучева</p>	<p>P₂ T_I P₂ T_I</p>	<p>отложения Кузбасса и Приуралья</p>
двурогинская	<p>dv, pt</p>	<p><u>Фауна</u> рыбы: род <i>Avashia malovetski</i>, <i>Korutichthys korutis</i> конхостраки: <i>Lioestheria aequale</i> (Lutk.), <i>L.gutta</i> (Lutk.), <i>Cyclostheria detykzeica</i> Пелециподы: <i>Tutuella iraidae</i> Rag., <i>T. aff. elongata</i> Rag.</p> <p><u>Флора</u> <i>Elatocladus linearis</i> Pryn., <i>Sphenopteris kirjankensis</i> Pryn. <i>Cladophlebis</i> sp. <i>Acrostichides srebrodolskiae</i> (Schved.), <i>Sadovn.</i>, <i>A. tunguscanus</i> (Pryn.), <i>Sadovn.</i></p> <p><u>СПК</u></p>	<p>Д.А.Казанцева Э.Ф.Орлова Г.Г.Мартинсон Г.М.Колесников Г.Н.Садовников Н.П.Анучкина Э.Н.Кара-Мурза</p>	<p>P₂ T_I T₃ T_I T_I T_I</p>	<p>мокулаевский биостратиграфический горизонт</p> <p>мокулаевский горизонт</p> <p>тутончанская, гудчихинская свиты тутончанская свита (мокулаевский горизонт)</p> <p>верхняя часть индского яруса Восточного Тамира</p>

-24-

№ 29-24

1	2	3	4	5	6
чангадинская	tt	<p><u>Фауна</u> пелециподы: <i>Microdontella</i> sp.</p> <p><u>Флора</u> <i>Todites</i> aff. <i>borealis</i> (Pryn.) G.H. Sadovnikov, <i>T. sp.</i>, <i>Acrostichides sreb-rodolskae</i> Schved., <i>Todites korvunchanica</i> Vlad., <i>Cladophlebis</i> sp., <i>Sphenopteris</i> aff. <i>trisecta</i> Shved., <i>Taeniopteris tupensis</i> oldh.</p> <p><u>СПК</u> <i>Acanthotriletes spinosus</i> Naum., <i>A. globulosus</i> Andz., <i>Lophotriletes</i> sp.</p>	Г.Н. Садовников Н.А. Шведов Н.П. Аничкина	T _I T _I	<p>тутончанская свита</p> <p>тутончанская, правобоярская, корвунчанская, кочечумская свиты</p> <p>корвунчанская свита</p>
надеждинская тымерская	dv, tt dv tt dv ₂	<p><u>Фауна</u> Пелециподы: <i>Palaeonodonta obrutschevi</i>, <i>P. biltchanica</i>, <i>Palaeonodonta netschajewi</i>, <i>P. subcastor</i></p> <p><u>Флора</u> древесины: <i>Dadoxylon</i> sp., <i>Paracalamites triassica</i>, <i>Taeniopteris gorbiatchina</i> Vlad., <i>T. prynadai</i> Mog., <i>Neokoretrophyllites linearis</i> (Pryn.) Radcz., <i>Todites korvunchanica</i> Vlad.</p> <p><u>СПК</u> <i>Lophotriletes</i> sp., <i>Leiotriletes</i> sp.</p>	<p>О.В. Лобанова И.М. Маловенцкая В.М. Петренко } И.А. Шилкина В.П. Владимирович Г.П. Радченко Н.К. Могучева }</p> <p>Э.Н. Кара-Мурза</p>	T ₁ P ₂ T ₁ T _I P ₂ -T _I	отложения индского яруса Нордвикского района, иргактинские слои р. Н.Тунгуски
туклонская		<p><u>Фауна</u> Пелециподы: <i>Abiella Ragozin</i>, <i>Abiella</i> sp.</p> <p><u>СПК</u></p>	В.М. Петренко Э.Н. Кара-Мурза	P ₂ P ₂ -T _I	ильинская и ерунаковская свиты Кузбасса пермо-триасовые отложения Нордвикского района, хакачанская свита

I	2	3	4	5	6
<p>хакалчанская тутончанская</p> <p>авамская южно-чуньская</p>	<p>dv₁, tt</p> <p>tt</p> <p>tt</p> <p>tt</p>	<p><u>Фауна</u> пелелиподы: <i>Palaeonodonta biltchanica</i> Mal., <i>Palaeonodonta emeljanovae</i> (Rag.), <i>Microdontella aff. subovata</i> (Jones), <i>Palaeonodonta aff. subcastor</i> Amal.</p> <p><u>Филлоподы:</u></p> <p><u>остракоды:</u></p> <p><u>Флора</u> <i>Cladophlebis</i> sp., <i>Pecopteris</i>(?) sp. <i>Cladophlebis gorbiatchina</i> Mogutch., <i>Cladophlebis borealis</i> Fryn., <i>Todites korvunchanica</i> Vlad. <i>Noekoretrophyllites linearis</i> (Fryn.) Radcs., <i>Todites borealis</i> (Fryn.)</p> <p><u>СПК</u></p>	<p>И.М.Маловецкая</p> <p>Г.П.Радченко В.М.Петренко</p> <p>Н.И.Новожилов</p> <p>Е.М.Мишина И.Ю.Неустроева Н.А.Шведов</p> <p>В.П.Принада</p> <p>Н.К.Могучева</p> <p>Г.Н.Садовников</p> <p>Г.Н.Садовников</p> <p>Е.К.Обонизкая</p>	<p>T₁</p> <p>T_I P₂</p> <p>P₂</p> <p>P₂</p> <p>T₁ T₁</p> <p>T₁</p> <p>T₁</p> <p>T₁</p> <p>T_I</p> <p>T_I</p>	<p>мисайлапская свита южного берега Хатангского залива (татарский ярус)</p> <p>хакалчанская свита</p> <p>авамская свита</p> <p>тутончанская свита</p> <p>южно-чуньская свита</p> <p>мальцевская свита Кузбасса</p> <p>мальцевская свита Кузбасса</p>
гудчиминская		<u>Флора</u> <i>Cladophlebis</i> sp.	Н.А.Шведов	условно P ₂ -T _I	дегалинская, корвунчанская свиты
сыверминская		-		условно T _I	
ивакинская	go	<p><u>Флора</u> <i>Todites evenkenkensis</i>, <i>Noeggerathiopsis insignis</i>, <i>Javorskia mungatica</i></p> <p><u>СПК</u></p>	Н.К.Могучева Ю.Г.Гор	P ₂ P ₂	мисайлапская свита Нордвикского района, ерунаковская свита Кузбасса

x/ индексом указаны биостратиграфические горизонты схемы МСК (1978 г.), к которому относится данный палеонтологический вид или род:
go - гадарьеостровский, tt - тутончанский, dv_{1,2} - ниже-верхнедвурогинский, Pt- поторанский.

ду пермью и триасом проводится на юге синеклизы по основанию тутончанской свиты, а на севере - по подошве сыверминской свиты. Именно этот (фитостратиграфический) вариант был принят МСК в 1981г. В то же время определения возраста фауны разделило мнения исследователей: одни датируют толщу ранним триасом, другие - поздней пермью. Из литературы известно проведение границы перми и триаса по подошве иргактинских слоев бугариктинской свиты [90].

Корреляция лито- и биостратиграфических подразделений еще менее однозначна: палеонтологические виды большинства свит характерны для любого из 3-х выделенных региональных биостратиграфических горизонтов. По-видимому, на современном уровне изученности достаточно уверенно можно говорить лишь о пермско-триасовом или раннетриасовом возрасте всей толщи в целом. Напомним о пределе точности возрастной биостратиграфической корреляции, мерой которой является объем наименьшего биохронологического подразделения. Длительность его даже для юры составляет не менее 0,5-0,75 млн. лет [34].

Радиологические определения возраста базальтов имеют слишком большую дисперсию значений и еще в меньшей степени пригодны для подробного расчленения и корреляции стратиграфических подразделений вулканогенной толщи (табл. 3). Даже для одной свиты разница значений достигает 70 млн. лет (ивакинская свита). Сопоставление средних значений радиологического возраста, подсчитанных для биостратиграфических горизонтов показывает, что по современной геохронологической шкале СССР [3] только пугоранский горизонт может быть отнесен к раннему триасу (табл. 4). Более молодой средний возраст тутончанского горизонта по сравнению с двурогинским горизонтом вообще не согласуется с реальной стратиграфической последовательностью их формирования.

Таблица 3

ЗНАЧЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Свита	Средние значения возраста млн. лет	Возраст млн. лет	Метод	Место отбора	Объект	Автор, год	Лаборатория
1	2	3	4	5	6	7	8
самоедская	250.6	247	калий-аргоновый	Хараелахское плато	базальт	О.А.Дожиков, 74 В.Н.Кузьмин, 76 "-	Каз ИМС
		255	"-	Иконская мульда	"-		ВСЕГПИ
		250	"-	Хараелахское плато	"-		"-
ямбуканская	213.5	213-214	сравнительная дисперсия дупреломления пироксенов	р.Тембенчи, р.Эмбенчима	"-	Н.И.Емельянов, 76	ЛОМИ
неракарская		223-226	"-	р.Хоногдокон, р.Эмбенчима	"-	"-	"-
хараелахская	229.1	234	калий-аргоновый	Хараелахское плато	"-	О.А.Дожиков, 74 "- "- "- "- "- "- "-	Каз ИМС
		224	"-	"-	плагиоклаз из вкрапленника		ИГ ЯОСО АН СССР
		174 ^X	"-	"-	"-		"-
		168 ^X	"-	"-	"-		"-
		233	"-	"-	"-		"-
		237	"-	"-	"-		"-
		222	"-	"-	"-		"-
		234	"-	"-	"-		"-
176 ^X	"-	"-	"-	"-	"-		
мокулаевская	235.0	216	"-	"-	"-	"-	"-
		180 ^X	"-	"-	"-	"-	"-
		238	"-	"-	"-	"-	"-
		244	"-	"-	"-	"-	"-
		257	"-	"-	"-	"-	"-
		224	"-	"-	"-	"-	"-
		421 ^X	"-	"-	"-	"-	"-
		222	"-	"-	"-	"-	ИГУМ АН СССР
244	"-	"-	"-	базальт	"-	Каз ИМС	

продолжение табл. 3

1	2	3	4	5	6	7	8
юряхская	226.3	220	калий-аргоновый	оз.Хантайское	трахибазальт	Л.Г.Павлов, 64	ВСЕГЕИ
		232	"-	"-	"-	В.А.Черепанов, 66	"-
		227	"-	р.Курейка	"-	Л.Г.Павлов, 64	"-
моронговская		171 ^X	"-	Норильский район	базальт	"-	"-
		246	"-	"-	"-	О.А.Дожиков, 74	ИГ и ГСО АН СССР
аянская	237.8	235	"-	р.Хугдякит	"-	Л.В.Фирсов, 75	"-
		245	"-	р.Хибарба	"-	Л.В.Фирсов, 72	"-
водопадная		230-233	сравнительная дисперсия дупреломления пироксенов	р.Буникон	анамезит	Н.И.Емельянов, 76	ЛОМИ
учамская (нижнекор- вунчанская)	256,2	255	калий-аргоновый	р.Илимпя, р.Н.Тунгуска	вулканический туф	В.А.Наумов, 76	ИГУ
		246	"-	"-		"-	"-
		270	"-	"-	"-	"-	
		266	"-	"-	"-	"-	
		262	"-	"-	вулканические бомбы	"-	"-
		260	"-	"-		"-	"-
		250	"-	"-	"-	"-	
		250	"-	"-	"-	"-	
		246	"-	"-	"-	"-	
		269	"-	"-	"-	"-	
260	"-	"-	лавовые потоки	"-	"-		
241	"-	"-		"-	"-		
надеждинская	224.5	246	"-	Норильское плато	базальт	О.А.Дожиков, 72	Каз ИМС
		203	"-	"-	плагноклаз из вкрапленника	"-	СНИИГТИМС
гудчихинская	222	129 ^{xx}	"-	"-	метадиорит из пикритовых базальтов	О.А.Дожиков, 71	РГУ
		114	"-	"-		"-	"-
		222	"-	"-	плагноклаз из вкрапленников	О.А.Дожиков, 72	"-

№ сгр. 29-

1	2	3	4	5	6	7	8
сыверминская	248.7	233-234	калий-аргоновый	Норильский район	базальт	Нагайцева Н.И., 75	РГУ
		288	"	Харавлахское плато	"	В.К.Кузьмин, 76	ВСЕГЕИ
		270	"	"	"	"	"
		160 ^x	"	Норильский район	"	О.А.Дожиков, 71	ЦИНГРИ
		248	"	"	"	"	"
		204	"	"	"	"	СНИИГТИМС
264	"	"	"	"	"	Каз ИМС	
ивакинская	253.2	289	"	"	титан-авгитовый трахибазальт	В.А.Черепанов, 66	ВСЕГЕИ
		275	"	"	"	Я.И.Полькин, 60	"
		264	"	"	титан-авгитовый базальт	О.А.Дожиков, 71	ЦИНГРИ
		297	"	"	лабораторный базальт	"	"
		246	"	"	"	К.Р.Васильев, 76	ИГ и ГСО АН СССР
		215	"	"	"	Л.Г.Навлов, 64	ВСЕГЕИ
		226	"	"	двуполевошпатовый базальт	О.А.Дожиков, 69	СНИИГТИМС
		241	"	"	"	"	Каз ИМС
		226	"	"	плагноклаз из вкрапленника	"	РГУ

^x аномальные даты проб (исключаются из подсчета значений возраста)

^{xx} омоложение возраста метадiorитов из пикритовых базальтов гудчихинской свиты возможно произошло вследствие тектонической активизации Сибирской платформы в послетриасовое время

Таблица 4

СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ ОПРЕДЕЛЕНИЙ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ ПО БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИМ ГОРИЗОНТАМ.

Биостратиграфический горизонт	Средние значения возраста, млн. лет	Граничные значения возраста млн. лет	Количество определений	Геохронологическая шкала СССР, млн. лет
путоранский	232.9	213 - 257	20	T ₂ (220)
				T ₁ 235
двурогинский	247.2	220- 270	20	
тутончанский	241.2	203 - 288	10	
гагарьеостровский	253.2	215 - 289	9	P ₂ 255

№ стр. 10

Использование палеомагнитных методов для расчленения и корреляции туфов и базальтов также малоэффективно. Стратификация вулканогенной толщи по палеомагнитным данным не согласуется с результатами геологических наблюдений [19, 69]. Известно, что инверсия магнитного поля не региональный, а планетарный процесс, который происходит по всей Земле одновременно. При этом граница перми и триаса является наиболее выраженным рубежом фанерозоя, для которого характерен полный переход интервала обратной полярности палеозоя в интервал прямой полярности мезозоя. Этот рубеж осложнен большим количеством частных инверсий магнитного поля, фиксирующих не глобальный, а аperiodический процесс. Большой эффект имеет применение палеомагнетизма для исследования циклических процессов охватывающих более длительные интервалы времени, соответствующие геологическим периодам и эрам [56].

Для расчленения вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы использовались различные методы и принципы, каждый из которых с успехом применялся для отдельных районов синеклизы, но не являлся универсальным при рассмотрении вулканогенного комплекса как целостного объекта. На практике при расчленении базальтовой толщи применялся литолого-петрографический принцип [82], принцип петрохимической цикличности [16], принцип тектоно-магматической цикличности [113, 115, 84, 25, 103, 71] и метод прослеживания маркирующих покровов [49]. Вулканокластические образования южной части Тунгусской синеклизы большинство геологов расчленяет по литолого-петрографическому принципу, позволяющему проследить по латерали однофациальные горизонты [4, 12, 5, 75]. Некоторые исследователи используют генетический подход и на основе литолого-фациального принципа ими выделяются жерловые, прижерловые, промежуточные и удаленные пирокластические фации. В этом случае вместо расчленения разреза на пачки, слои, свиты выделяются вулcano-

тектонические структуры и вулcano-активные зоны [67, 38, 15, 69] .

Разнообразие существующих подходов к расчленению вулcanoгенного разреза вызвано тем, что каждый принцип или метод учитывает какую-то одну, не главную, сторону вулcanического процесса, которая более или менее успешно фиксируется в разрезе толщи. Например, маркирующие покровы четко прослежены только в центральной части лавового поля в пределах развития недифференцированных базальтов паторанской серии и отсутствуют на его периферии. Маркирующие покровы не фиксируются в Норильском районе, на большей части Большеавамской мульды и на юге синеклизы в области распространения пирокластических образований корвунчанской свиты. Практическое расчленение разреза, а тем более корреляция выделенных таксонов по следам тектонических событий (принцип тектоно-магматической цикличности), также весьма затруднительна. Перерывы в вулcanической деятельности не обязательно фиксируются в разрезе по появлению вулcanомиктовых прослоев, которые являются удаленными фациями вулcanов центрального типа и свидетельствуют не столько о перерыве в вулcanической деятельности, сколько о пространственном расположении областей активной вулcanической деятельности. Соотнесение тектонического режима (опускание или воздымание территории) с особенностями внутреннего строения вулcanoгенной толщи и с типом вулcanических продуктов вообще проблематично. Во всяком случае решению насущных задач стратиграфии оно не способствует.

Анализ полевых материалов автора и синтез обширной информации по стратиграфии вулcanoгенной толщи, накопленной к 80-м годам, показал, что основная особенность пермско-триасового вулcanизма Тунгусской синеклизы состоит в его пульсирующем развитии во времени. Периодичность является неотъемлемым свойством вулcanического процесса. По всей площади синеклизы она проявляется в ритмическом характере строения вулcanoгенной толщи. Для чрезвычайно

однообразных базальтов пугоранской серии ритмичность выражается в чередовании мощных протяженных маркирующих покровов скрытокристаллических базальтов и разделяющих их пачек маломощных покровов полнокристаллических базальтов, в периодическом появлении в разрезе пугоранской серии регионально распространенных горизонтов вулканомиктовых пород (рис. 21, 22). Для вулканокластических образований юга Тунгусской синеклизы ритмичность выражается в чередовании слоев насыщенных крупнообломочными и агломератовыми туфами и слоев, представленных преимущественно мелко- и тонкообломочным взрывным материалом. Типичным примером ритмичного строения пирокластической толщи является разрез корвунчанской свиты в бассейне левых притоков р. Нижней Тунгуски от Туры до Учами [5]. В Норильском районе периодичность вулканизма заключается в появлении в нижней части разреза базальтовой толщи стратиграфических подразделений нетолитового состава, а также в чередовании маломощных покровов измененных пойкилофитовых базальтов северминской и туклонской свит с покровами порфировых базальтов гудчихинской и надеждинской свит (рис. 3).

Ритм является количественной характеристикой события и выражает его устойчивость в пространственно-временной системе. В отличие от цикла, который всегда представляет симметричный, возвратно-поступательный процесс, происходящий в закрытых системах, ритм характерен для всегда открытых природных систем. Ритмичность — это неоднократно повторяющийся, односторонне направленный процесс, реализующийся в асимметрично построенной последовательности набора пород [88]. Полный ритм для плато-базальтов Тунгусской синеклизы, как правило, состоит из трех элементов. Нижний элемент представлен горизонтом вулканомиктовых, реже пирокластических, образований. Затем следует мощный покров или серия покровов мелкозернистых афировых и порфировых базальтов, слагающих маркиру-

ющий горизонт. Верхний элемент ритма представлен пачкой обычно маломощных покровов и потоков средне- и крупнозернистых базальтов с пойкилоофитовой и интерсертально-пойкилоофитовой структурами. Для паторанской серии ритмы соответствуют подсвитам и имеют региональное распространение (рис. 4, 6, 21, 22).

Ритмичность пирокластической толщи южных районов Тунгусской синеклизы отражает смену периодов активной вулканической деятельности периодами ее относительного затишья. Разделение вулканогенно-обломочных ритмов на элементы (пачки) произведено в различных районах синеклизы [4, 2, 5, 9]. В то же время сильная фациальная изменчивость пирокластических образований, обусловленная особенностями взрывного процесса и действием экзогенных факторов, а также слабая обнаженность южных районов синеклизы и фрагментарность наблюдений, затрудняют уверенную корреляцию отдельных элементов ритмов на значительные расстояния.

Отдельные ритмы вулканогенной толщи в объеме свит, подсвит, слоев имеют устойчивую фациальную характеристику в пределах всего ареала своего распространения. Например, лавы кочечумской свиты отличаются от лав нидымской свиты тем, что они мало минерализованы и образуют мощные покровы. Такое же отличие верхненеракарской подсвиты от нижележащих базальтов. Нижненидымская подсвита южных районов синеклизы содержит в подошве горизонты шаровых лав, с которыми связаны основные концентрации исландского шпата. Ее северный аналог - хоннамакитская свита в бассейне рек Северной и Курейки на северо-западном крыле синеклизы также содержат горизонты шаровых лав. Преимущественно вулканомиктовый состав тутончанской свиты сохраняется и для ее стратиграфического аналога - хаканчанской свиты. Устойчивая выдержанность картировочных признаков маркирующих покровов и их роль при корреляции удаленных разрезов очевидна. Маркирующие покровы (горизонты) образуют кар-

кас региональной стратиграфической схемы и служат реперами при определении границ и объемов местных стратиграфических подразделений [17] . К достоинствам маркирующих покровов относится свойство маркирующих горизонтов фиксировать одновременные стратиграфические события, т.е. границы горизонтов являются изохронными [33] .

Выделение ритмов в разрезе еще не решает проблему их корреляции. Для прослеживания ритмов по площади автором использован принцип гомотаксальности признаков. Этот стратиграфический принцип указывает на возможность сопоставления слоев в различных разрезах по признакам, одинаково упорядоченным в каждом разрезе [63] . Именно такими признаками являются ритмы и их элементы. Они имеют свою индивидуальную вещественную и структурную характеристику и представляют собой вектор направленного изменения системы. Например, с позиций принципа сопоставления разрезов по гомотаксальным признакам неправомерна корреляция щелочно-основных базальтов верхнеивакинской (нижненорильская на табл. I) подсветы Норильского района с толеитовыми базальтами сыверминской свиты Кета-Хантайского и Курейско-Горбиачинского районов. Щелочно-основные эффузивы, являясь самыми ранними продуктами вулканизма в Норильском районе, отсутствуют на остальной территории Тунгусской синеклизы. Сказанное относится и к сопоставлению порфировых и пикритовых базальтов гудчихинской свиты с пирокластическими и вулканомиктовыми образованиями хаканчанской свиты (табл. I). Аналог последней имеется в Норильском районе в виде маломощного II-го рожковского горизонта [29] .

Для практической реализации принципа сопоставления разрезов по гомотаксальности признаков необходима максимальная плотность наблюдений, причем чем сложнее и запутаннее вопросы стратиграфи-

ческих взаимоотношений, тем детальнее и чаще должны быть составлены разрезы. Особое значение плотность частных разрезов имеет для корреляции стратиграфических подразделений пугоранской серии, разрез которой представлен чередующимися ритмами недифференцированных однообразных базальтов (рис. 21, 22). Средняя плотность собранных автором разрезов составляет 1 разрез на 400 км². В Норильском районе, на северо-востоке синеклизы, в низовьях р. Кочечум и на других участках разрезы составлены через 2-5 км. В то же время на большей части территории синеклизы плотность разрезов значительно меньше (рис. 2). Помимо собственно стратиграфических задач от плотности наблюдений зависит качество реконструкций палеоструктурного и структурного планов Тунгусской синеклизы.

Унификация существующих схем стратиграфической последовательности образования стратоноров вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы производилась методом прослеживания выделенных ритмов. Гомотаксальные ритмы и их элементы прослеживались по латерали по отдельным профилям. Ориентировка профилей выбиралась таким образом, чтобы каждый профиль пересекал как можно больше участков со спорным взаимоотношением стратиграфических подразделений. Немаловажное значение имела плотность частных разрезов вдоль профиля. При этом качество разреза оценивалось независимо от авторства. Учитывалась прежде всего его полнота, возможность фиксации ритмов в разрезе, их количество и другие объективные характеристики. Структурно-фациальные профили пересекают Тунгусскую синеклизу в различных направлениях (рис. 5). На профилях показаны пространственно-временные взаимоотношения разнофациальных стратиграфических подразделений, их строение и место в современной структуре Тунгусской синеклизы (рис. 6, 7, 8, 13, 15, 22, 23, 24, 25).

Прежде чем перейти к описанию стратиграфических подразделений и решению вопросов их корреляции (глава III) приведем авторскую схе-

му стратиграфии пермско-триасовых вулканогенных образований Тунгусской синеклизы (табл. 5) и кратко сформулируем ее главные отличия от стратиграфической схемы, утвержденной в 1981 г. МСК в г. Ленинграде. Принципиально по-новому трактуются взаимоотношения пирокластических (двурогинская, учагинская, правобоярская) и лавовых (моронговская, аянская, водопадная) свит. На всех корреляционных схемах, и в том числе на схеме табл. I, взаимоотношения между туфами и лавами считались фациальными. Полевые наблюдения и последующая реконструкция позволила пирокластические свиты объединить в единое геологическое тело. Аянская свита северо-западного крыла Тунгусской синеклизы и водопадная плюс аянская свиты ее северо-восточного крыла ложатся на пирокластическую толщу со стратиграфическим, а иногда и с угловым несогласием. В направлении с севера на юг на пирокластический горизонт ложатся все более высокие части разреза базальтовой толщи. Иную трактовку получила и моронговская свита, считавшаяся фациальным аналогом аянской свиты. Нижняя часть ее представленная преимущественно туфами, отнесена к двурогинской свите, а верхняя лавовая часть сопоставляется с аянской свитой. На северо-востоке Тунгусской синеклизы в бассейне р. Чангада впервые выделена мощная эффузивная толща, ранее относившаяся к пластовым недифференцированным базитовым интрузиям. Она сопоставляется с надеждинской свитой северо-запада синеклизы. Попутно решены другие частные вопросы стратиграфии вулканогенной толщи.

III. СТРАТИГРАФИЯ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ

Пермская система

Вулканогенные образования верхнего отдела пермской системы (татарский ярус) распространены только в Норильско-Хараелахском районе. По корреляционной стратиграфической схеме 1979 г. они вхо-

Стратиграфическая схема вулканогенных образований Тунгусской синеклизы
составил В.И. Дараган-Суцов, 1983 г.

Таблица 5

система	отдел	ярус	горизонт	северо-запад Тунгусской синеклизы	северо-восток Тунгусской синеклизы	южная часть Тунгусской синеклизы		
ТРИАСОВАЯ	НИЖНИЙ	Оленекский	Путоранский	Самоедская свита				
				Кумгинская свита			Ямбуканская свита	
				Верхняя подсвита			Верхняя подсвита	Кочечумская свита
				Нижняя подсвита			Нижняя подсвита	Верхняя подсвита
				Верхняя подсвита			Верхняя подсвита	Средняя подсвита
				Нижняя подсвита			Нижняя подсвита	Нижняя подсвита
				Верхняя подсвита			Верхняя подсвита	Верхняя подсвита
				Нижняя подсвита			Нижняя подсвита	
				Пряхская толща			Аянская свита	Верхняя подсвита
				Аянская свита			Водопадная свита	
		Двурогинская свита	Правобоярская свита	Нижняя подсвита				
		Индский	Тутончанский	Надеждинская свита		Чангадинская толща		Тутончанская свита
				Туллонская свита				
				Хаканчанская свита				
				Гудчихинская свита				
Сверминская свита								
ПЕРМСКАЯ	Верхний	Татарский	Ивакинская свита					

ТУНГУССКАЯ СЕРИЯ

Примечание: маркирующие горизонты обозначены жирными горизонтальными линиями и имеют следующую нумерацию: 1-ямбуканский, 2-агитганский, 3-ягталыйский, 4-делочинский, 5-надаенский, 6-шадринский.

дят в гагарьеостровский биостратиграфический горизонт [92]. К нему относится ивакинская и ее частичный аналог, ергалахская, свиты.

Ивакинская свита была выделена Г.Д.Масловым в 1959 г. на севере Норильского плато на руч.Ивакин. Южная граница сплошного распространения свиты проходит по широте юго-западной оконечности оз.Кета. Отдельные выходы ивакинской свиты зафиксированы в верхнем течении р.Кулюмбе. Севернее Хараелахского плато ивакинские вулканогенные образования погружаются под юрско-меловые осадки Енисей-Хатангской депрессии.

Ивакинская свита залегает на различных горизонтах размытой поверхности угленосных песчано-глинистых отложений пеляткинской и амбарнинской свит верхнепермского возраста. Она состоит из нескольких пачек, ареалы распространения которых не совпадают и имеют самостоятельные закономерности распределения. По составу и ареалам распространения пачек свита делится на 2 подсвиты (рис.3, 4).

Нижняя подсвита состоит из базального туфогенного горизонта субщелочного состава (I-ый рожковский горизонт) и пачки покровов титан-авгитовых базальтов. Вышележащая пачка покровов измененных пойкилоофитовых базальтов с титан-авгитом и базальтической роговой обманкой распространена очень локально на севере Хараелахской и западе Больеавамской мульды. Вслед за норильскими геологами условно относим ее к нижеивакинской подсвите. Верхняя подсвита состоит из пачки лабрадоровых, двуполевошпатовых и андезиновых базальтов. Лабрадоровые и двуполевошпатовые базальты распространены локально на участках севера Норильской и на юго-западе Хараелахской мульды в районе Талнахского рудного узла, за пределами которых они утрачивают свои характерные черты и переходят в андезиновые базальты. Между лабрадоровыми и двуполевошпатовыми

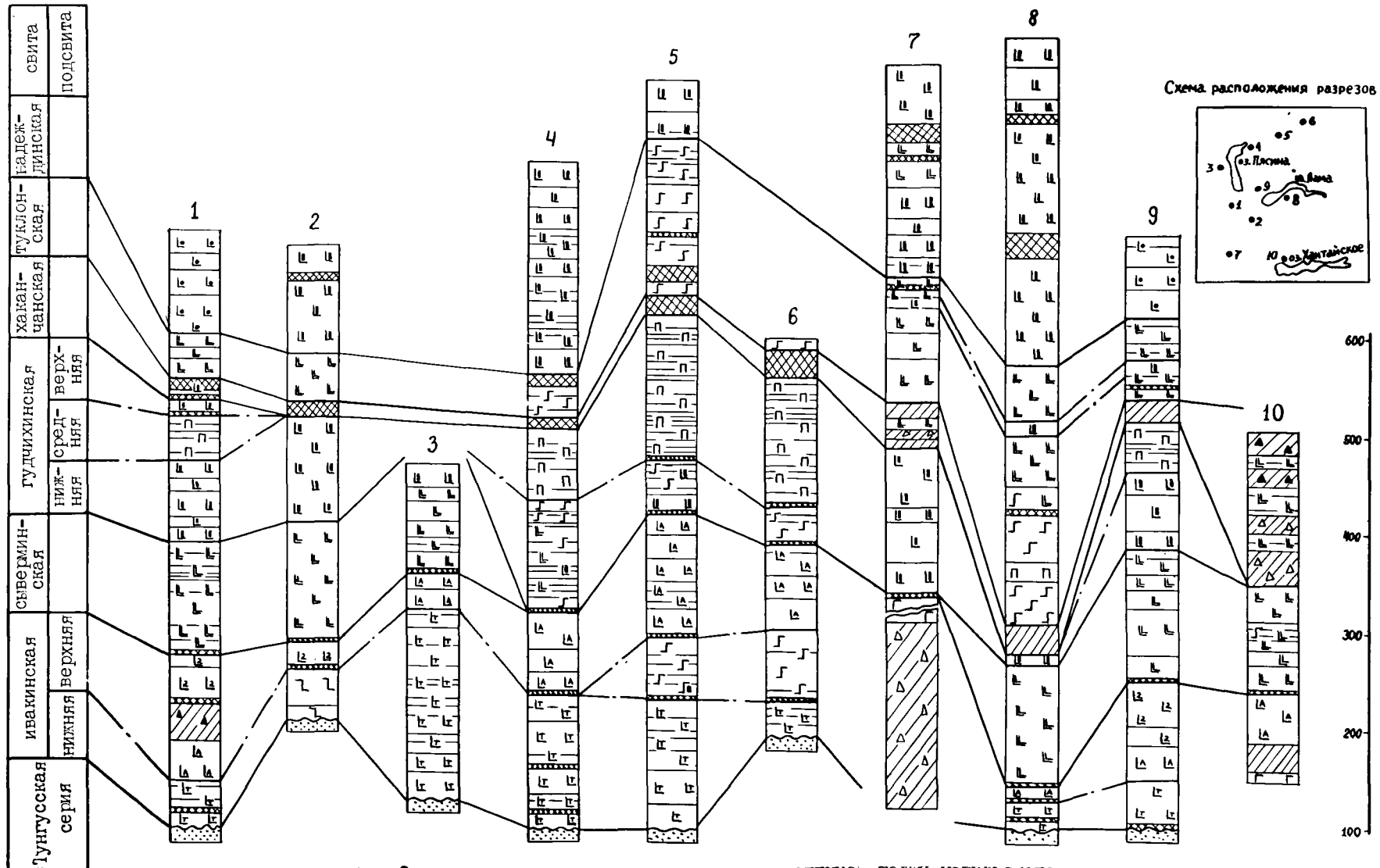


Рис. 3 СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ РАЗРЕЗОВ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА
 составлена по материалам В.А.Федоренко и О.А.Дожикова, 1978г.

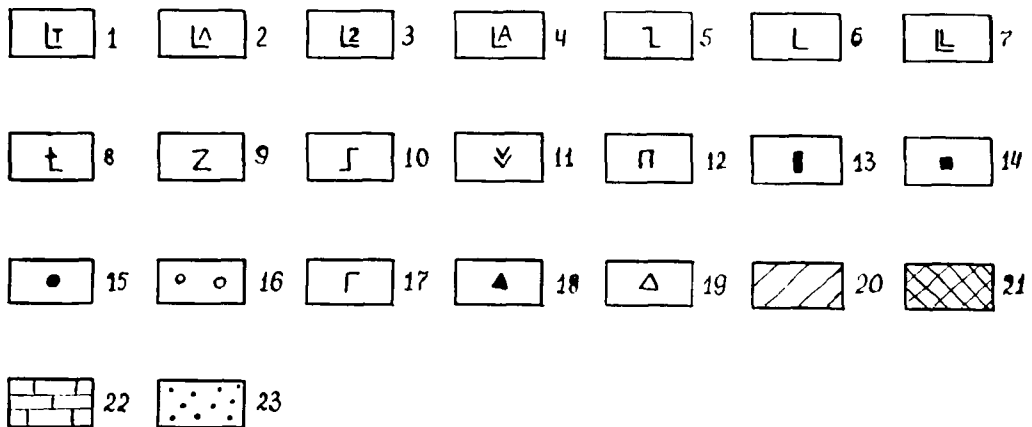
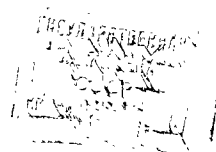


Рис. 4 Условные обозначения к схемам сопоставления разрезов. 1-титан-авгитовые базальты; 2-лабрадорные базальты; 3-двуполевошпатовые базальты; 4-андезиновые базальты; 5-субщелочные базальты (точнее не определенные); 6-8-афанитовые базальты с: 6-интерсертально-толеитовой и долеритовой, 7-толеитовой, 8-офитовой структурами; 9-анамезиты; 10-горошчатые базальты с интерсертально-пойкилоофитовой структурой; 11-трахибазальты; 12-пикритовые базальты; 13-14-порфиновые вкрапленники: 13-плаггиоклаза, 14-пироксена; 15-полифировые вкрапленники; 16-миндалекаменные базальты; 17-габбро-долериты; 18-туфобрекции; 19-агломератовые и крупнообломочные туфы; 20-псаммитовые туфы; 21-вулканомиктовые породы; 22-известняки; 23-терригенные песчано-глинистые породы верхнего палеозоя.



базальтами, а за пределами ареала их распространения в основании всей пачки, повсеместно отмечен вулканогенно-обломочный горизонт основного состава.

Максимальная мощность ивакинской свиты достигает 330 м на севере плато Хараелах. По комплексу растительных остатков, в основном, из вулканогенно-обломочного горизонта возраст ивакинской свиты всеми исследователями принимается верхнепермским [71].

Частичным аналогом ивакинской свиты является ергалахская свита, выделенная Я.И.Полькиным в 1958 г. на р.Норильский Ергалах [83]. К ней относились щелочные базальты нижеивакинской под-свиты, покров лабрадоровых базальтов и вулканогенно-обломочный горизонт. Верхняя пачка андезитовых базальтов вошла в состав вышележащей сыверминской свиты. В таком объеме ергалахская свита вошла в легенду Тунгусской серии листов геологических карт среднего масштаба.

Триасовая система

Вся вышележащая вулканогенная толща Тунгусской синеклизы по региональной стратиграфической схеме 1978 г. отнесена к нижнему отделу триаса (табл. I). Сыверминская и гудчихинская свиты распространены только в пределах Норильского района, остальные вулканогенные свиты распространены на значительных площадях синеклизы. На северо-западе синеклизы к тутончанскому биостратиграфическому горизонту отнесены вулканогенные образования от сыверминской по надеждинскую свиты, тутончанская свита на юге и правобоярская свита на ее северо-востоке. На предлагаемой нами стратиграфической схеме правобоярская свита отнесена к вышележащему двурогинскому горизонту (табл. 5).

Стратотип сыверминской свиты описан Я.И.Полькиным в 1959 г. в районе озер Хантайского и Кета. К сыверминской свите им была

отнесена пачка пород различной формационной принадлежности, залегающая между ергалахской и хаканчанской свитами. Формационные различия щелочных базальтов ивакинской свиты и вышележащих толеитовых базальтов сыверминской свиты, а также различные ареалы их распространения позволили норильским геологам отнести нижнюю часть сыверминской свиты Я.И.Польнина к ивакинской свите [28]. Верхняя часть сыверминской свиты, представленная порфировыми и пикритовыми базальтами, была выделена в самостоятельную гудчихинскую свиту (табл. I). Сыверминская свита в оставшемся объеме состоит из маломощного базального вулканогенно-обломочного горизонта основного состава, содержащего угольный пласт "Заметный", и пачки покровов измененных базальтов с толеитовой, реже пойкилоофитовой, структурами. Сыверминская свита является единственным литолого-стратиграфическим подразделением вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы, ареал распространения которого полностью прослежен. Она залегает согласно на щелочных образованиях ивакинской свиты или, за пределами распространения последней, на размытой поверхности угленосных песчано-глинистых отложений верхней перми.

Максимальная мощность сыверминской свиты зафиксирована в районе гор Имангда (225 м) и на юго-западной оконечности оз.Кета (200 м). Органических остатков сыверминская свита не содержит и ее возраст условно принимается раннетриасовым (табл. 2).

Гудчихинская свита выделена Г.Д.Масловым на г.Гудчиха в районе месторождения Норильск-III и первоначально к ней относили все вулканогенные образования от кровли измененных толеитовых базальтов сыверминской свиты (верхненорильская свита по В.М.Лебедеву) до подошвы полифировых базальтов надежинской свиты. После 1967 г. норильскими геологами из ее состава была выделена верхняя пачка толеитовых базальтов, которая вошла в состав туклонской свиты, а позднее, О.А.Дюжиков предложил сократить объем гудчихинской сви-

чанскому флиторатиграфическому горизонту, тем более, что достоверных данных о их раннетриасовом возрасте нет.

Хаканчанская свита была выделена Я.И.Полькиным в 1957 г. в бассейне р.Хаканча. Она залегает без видимого размыва на базальтах гудчихинской и сьверминской свит или несогласно перекрывает угленосные песчано-глинистые отложения тунгусской серии верхнего палеозоя. Хаканчанская свита представлена разнообломочными туфами и вулканомиктовыми породами. Снизу вверх по разрезу размер обломков в туфах уменьшается, появляется слоистость и в кровле распространен 15-50 м горизонт вулканомиктовых алевролитов и песчаников [2] с остатками флоры и фауны.

Резкое изменение мощности хаканчанской свиты от 2 до 450 м связано с особенностями распределения центров эксплозивной деятельности. Жерловые и прижерловые фации вулканов центрального типа представлены агломератовыми и крупнообломочными туфами. Они обнаружены на юго-западе Норильской мульды, севернее оз.Лама, в районе озер Кета и Хантайское. На участках развития жерловых фаций встречены единичные покровы и потоки базальтов с толеитовой и интерсертально-пойкилофитовой структурами (рис. 3 разрез IO). Вблизи вулканических центров мощность хаканчанской свиты резко возрастает (рис. 6, 7), а по мере удаления от них быстро уменьшается. На большей части Норильского района свита представлена 15-20 м горизонтом тефроидов, известным под названием II-го рожковского горизонта.

Локальные раздувы мощности свиты и появление на этих участках потоков и покровов базальтов обусловило неоднозначную трактовку стратиграфического положения хаканчанской свиты. За исключением норильских геологов, большинство исследователей, недооценивая маломощный II-ой рожковский горизонт, считает, что лавы гудчихинской свиты фациально переходят в пирокластические и вулканомиктовые образования хаканчанской свиты [71, 100]. По В.М.Лебе-

ты за счет II-го рожковского туфогенно-осадочного горизонта, который является аналогом хаканчанской свиты. В то же время геологи НИИГА считают гудчихинскую свиту фациальным аналогом хаканчанской свиты [71] и этот вариант был утвержден МСК в 1981 г. Нами гудчихинская свита принимается в объеме принятом НКГРЭ (рис. 3).

Гудчихинская свита согласно ложится на ивакинскую и сыверминскую свиты, а на юго-западе Норильской мульды несогласно перекрывает угленосные песчано-глинистые отложения верхнего палеозоя. По вещественному составу она делится на 3 подсвиты. Нижняя и верхняя подсвиты представлены преимущественно покровами плагиофировых базальтов, реже на отдельных участках появляются покровы базальтов с пойкилофитовой и толеитовой структурами, которые доминируют в разрезе на севере Хараелахской и на западе Большеавамской мульды (рис. 3 разрезы 4, 5, 6). Среднегудчихинская подсвита выполнена серией покровов и потоков пикритовых базальтов. За пределами распространения пикритовых базальтов среднегудчихинской подсвиты в районе оз.Хантайского выделяют нерасчлененные образования гудчихинской свиты (рис. 3 разрезы 2, 7). В основании гудчихинской свиты на отдельных участках залегает маломощный вулканогенно-обломочный горизонт основного состава.

Наибольшая мощность свиты в 250 м наблюдается на севере Хараелахской мульды. Далее на север базальты гудчихинской свиты перекрываются мощной толщей осадков Енисей-Хатангской депрессии. Редкие флористические остатки, найденные в туфогенно-осадочных прослоях, известны как в дегалинской свите верхней перми, так и в хаканчанской и корвунчанской свитах раннего триаса.

Резко различные ареалы распространения вулканогенных образований сыверминской и гудчихинской свит с одной и хаканчанской и вышележащих свит с другой стороны позволяют нам присоединиться к мнению норильских геологов о необоснованном их отнесении к тутон-

деву в бассейне озер Лама и Глубокое выделяется мощная 400–500 м нерасчлененная туфо-базальтовая глубокоозерская толща, сопоставляемая в других районах с интервалом разреза от кровли ергалахской свиты до подошвы надежинской свиты (табл. I). На более ранних стратиграфических схемах [84, 25, 103] хаканчанская свита залегает на сыверминской свите Я.И.Полькина и перекрывается покровами измененных базальтов с толеитовой и интерсертально-пойкилоофитовой структурами логанчинской (туклонской по табл. I) свиты. Взаимоотношения вулканогенно-обломочных образований хаканчанской свиты с базальтами сыверминской, гудчихинской и туклонской свит показаны на рис. 6, 8, 3.

Южнее бассейна р.Курейки фациальным аналогом хаканчанской свиты является тутончанская свита.

Туклонская свита первоначально была выделена Я.И.Полькиным в 1957 г. как логанчинская, а затем им же был описан более полный ее разрез на руч.Тукло [84]. Известна также под названием горбиачинской [46]. В современном структурном плане ее выходы фиксируются от Норильского и Хараелахского плато на севере до бассейна р.Горбиачин на юге. На северо-восток свита погружается под вышележащие базальты.

Туклонская свита перекрывает хаканчанские туфы и туфогенно-осадочные породы. Она представлена однообразной толщей измененных базальтов с интерсертально-пойкилоофитовой и толеитовой структурами, очень похожих на базальты сыверминской свиты. От последней ее отличает появление большого количества туфогенных прослоев. На отдельных участках в окрестностях оз.Лама в ее верхней части выделяют пачку пикритовых базальтов (рис. 3 разрез 8), близких по составу пикритовым базальтам гудчихинской свиты [119], и горизонт порфировых базальтов (рис. 3 разрезы 7, 8, 9). Мощность туклонской свиты достигает 300 м в бассейне озер Глубокое и Лама.

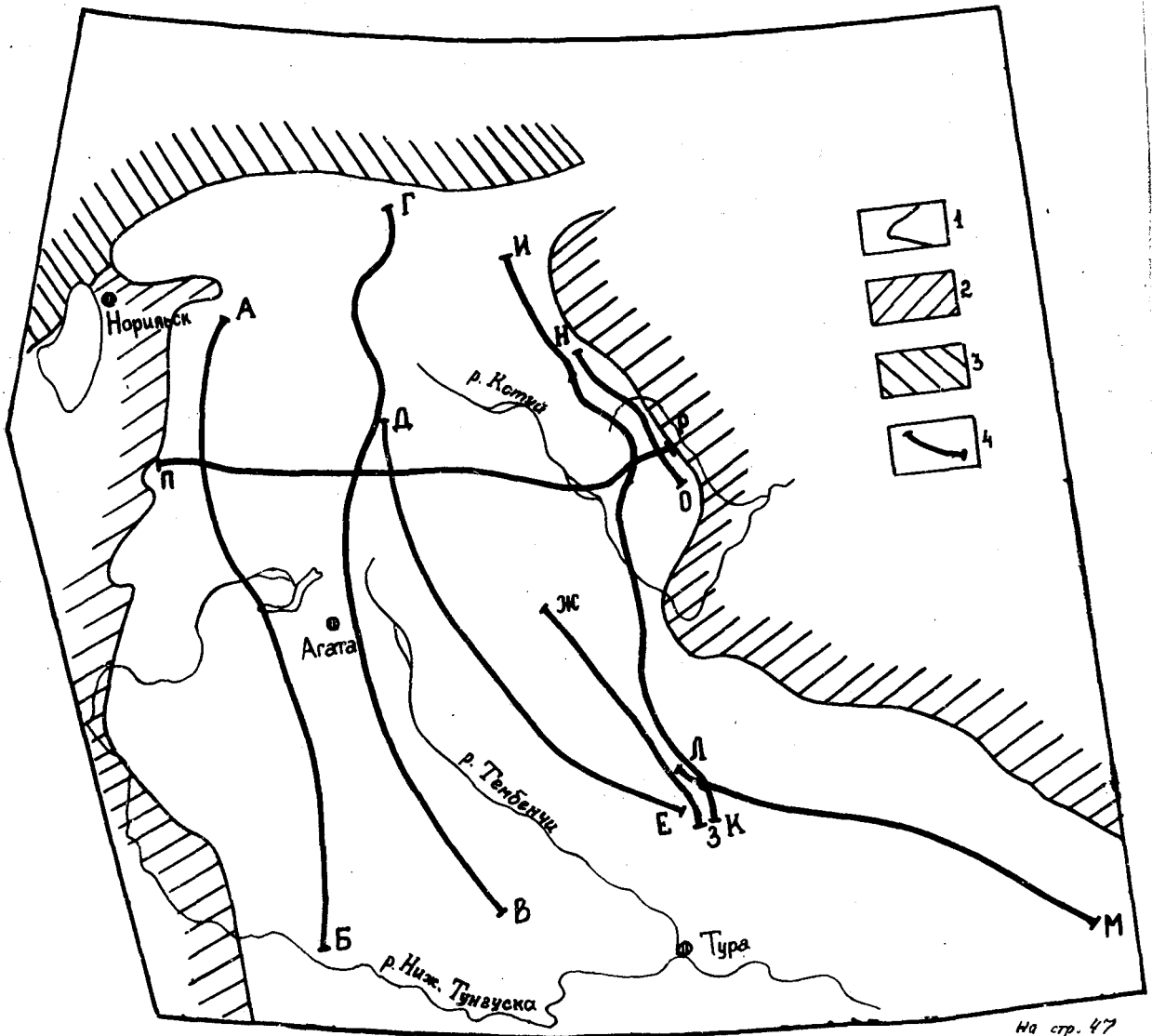


Рис. 5 Схема расположения структурно-фациальных разрезов вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы
1 - современная граница распространения вулканогенной толщи;
2 - средне-верхнепалеозойские осадочные отложения; 3 - юрско-меловые осадочные отложения Енисей-Хатангской депрессии; 4 - линии разрезов.

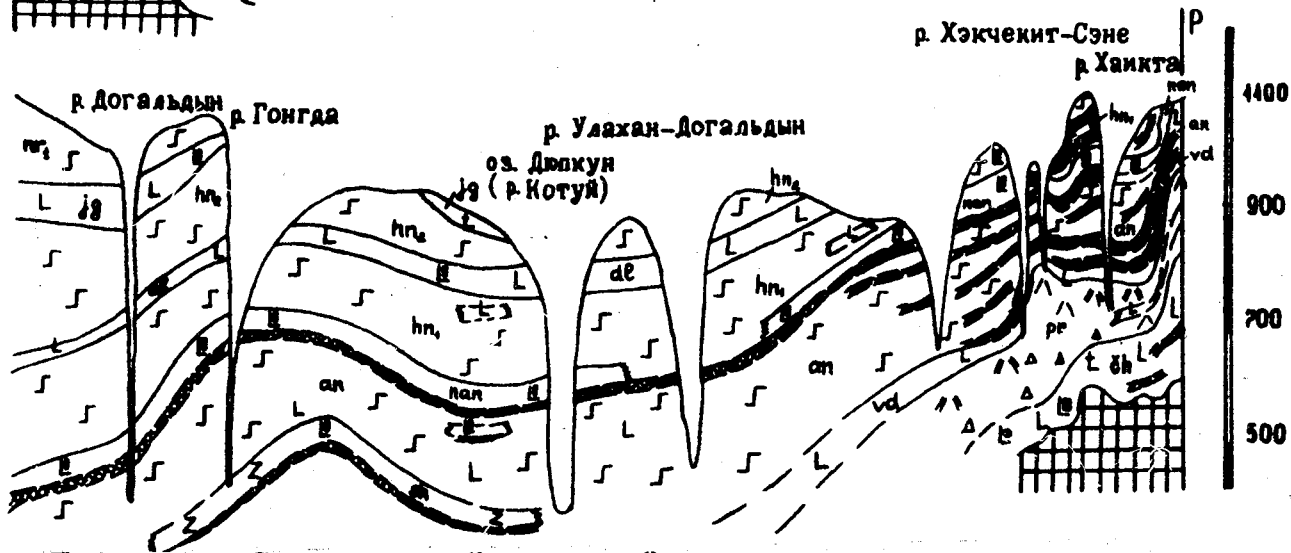
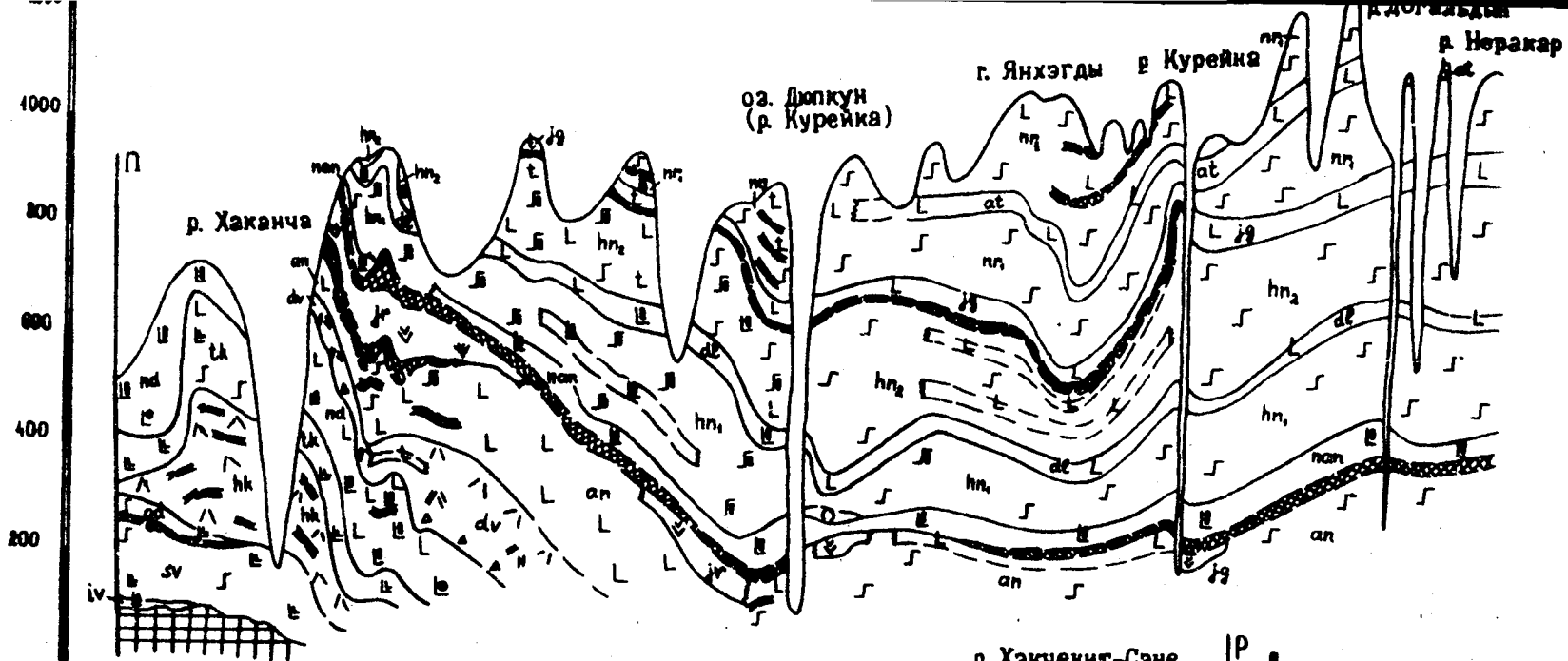


Рис. 6 Структурно-фациальный разрез по линии П-Р

На стр. 48

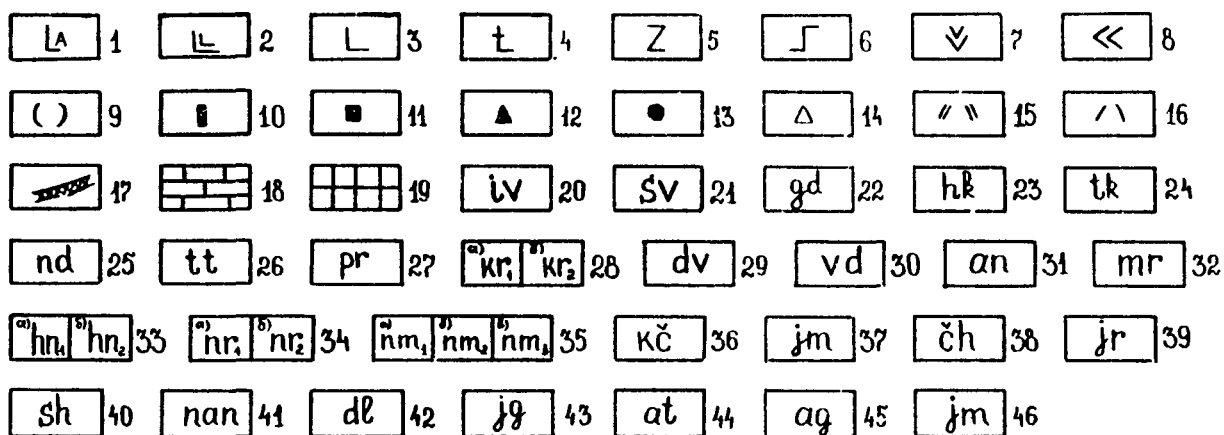
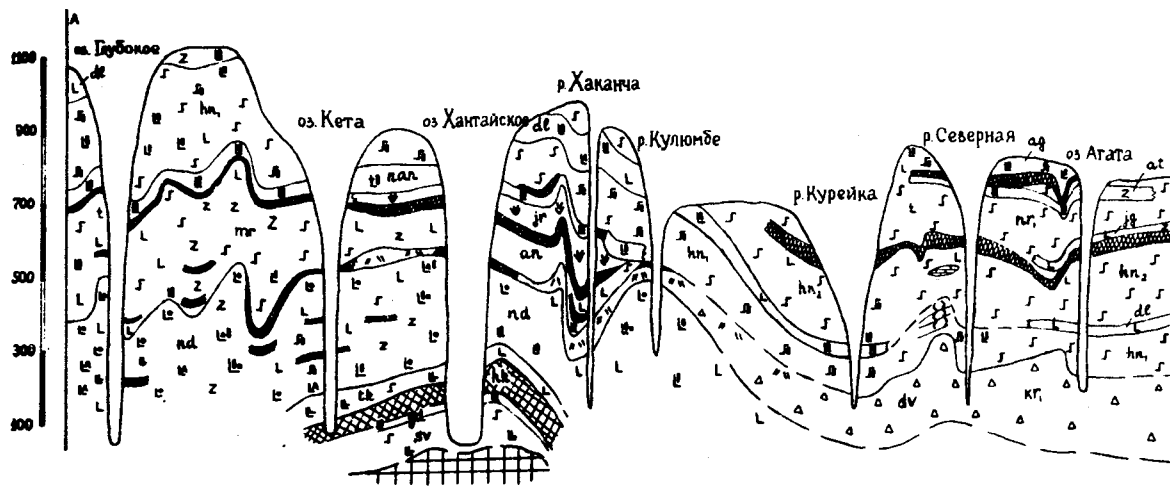


Рис. 7 Условные обозначения к структурно-фациальным профилем разрезам.

1-андезиновые базальты; 2-4-афанитовые базальты; 2-с толеитовой; 3-микродолеритовой и микроинтерсертальной; 4-офитовой структурами; 5-анамезиты; 6-горошчатые базальты с интерсертально-пойкилоофитовой структурой; 7-трахибазальты; 8-пикритовые трахибазальты; 9-шаровые лавы; 10-12-порфировые вкрапленники; 10-плагиоклаза; 11-пироксена; 12-оливина; 13-полифировые вкрапленники; 14-16-туфы; 14-агломератовые и крупнообломочные; 15-среднеобломочные; 16-мелкообломочные; 17-вулканомиктовые образования; 18-известняки; 19-осадочные отложения палеозоя; 20-39-стратиграфические подразделения; свиты: 20-ивакинская; 21-сыверминская; 22-гудчихинская; 23-хаканчанская; 24-туклонская; 25-надеждинская; 26-тутончанская; 27-правобоярская; 28-корвунчанская с подсвитами: а-нижняя, б-верхняя; 29-двурогинская; 30-водопадная; 31-аянская; 32-моронговская; 33-хоннамакитская с подсвитами: а-нижняя, б-верхняя; 34-неракарская с подсвитами: а-нижняя, б-верхняя; 35-нидымская с подсвитами: а-нижняя, б-средняя, в-верхняя; 36-кочечумская; 37-ямбуканская; толщи: 38-чангадинская; 39-вряхская; 40-46-маркирующие горизонты; 40-шадринский; 41-надаянский; 42-делочинский; 43-ягталийский; 44-агатский; 45-агитканский; 46-ямбуканский.



№ стр. 50

Рис. 8 Структурно-фациальный разрез по линии А-Б

Возможными аналогами базальтов туклонской свиты являются локально развитый маломощный горизонт шаровых лав в нижнем течении р.Курейки и ряд покровов цеолит-содержащих базальтов в бассейне р.Северной, выделенные Д.А.Додиним в основании тымерской толщи.

Стратотип надеждинской свиты был описан Г.Д.Масловым в 1959 г. на г.Надежда, расположенной в северо-восточной части Норильского плато. Она представлена покровами плагиофировых и порфировых, реже афировых, базальтов с толеитовой и микродолеритовой структурами. Между лавовыми покровами постоянно присутствуют прослои и линзы туфогенных пород. В бассейне оз.Глубокое и на южном берегу оз.Хантайское в разрезе свиты появляются отдельные потоки андезитовых базальтов (рис. 8).

Надеждинская свита непрерывно прослеживается по северо-западному краю Тунгусской синеклизы от Хараелахских гор до бассейна р.Северной, где она вместе с измененными базальтами туклонской свиты входит в состав тымерской толщи [14]. Южнее, в бассейне рек Ерачимо и Ниж.Тунгуска, порфировые базальты надеждинской свиты постепенно исчезают и замещаются вулканогенно-обломочными породами верхней части тутончанской свиты. Максимальная мощность надеждинской свиты достигает 550 м на севере Вологочанской мульды, далее на север лавы перекрыты юрско-меловыми осадками Енисей-Хатангского прогиба. Восточнее восточной оконечности оз.Лама свита погружается под лавы аянской свиты.

Нижняя граница надеждинской свиты проводится по первому мощному покрову порфировых базальтов, лежащему согласно на измененных базальтах туклонской свиты (рис. 3). Граница порфировых базальтов надеждинской свиты и афировых лав аянской свиты на большей территории распространения надеждинской свиты проводится достаточно уверенно [46, 84]. В то же время в некоторых разрезах верхняя часть надеждинской свиты представлена афировыми базальтами

и граница с аянской свитой здесь проводится при детальной площадной корреляции разрезов по выдержанному туфогенно-осадочному горизонту, лежащему в основании аянской свиты.

Аналогом надеждинской свиты является тымерская толща смешанного состава, полный разрез которой был описан Д.А.Додиним на правом притоке р.Авам (правобережье нижнего течения р.Курейки). От надеждинской свиты она отличается повышенным количеством прослоев туфов и вулканомиктовых пород, суммарная мощность которых возрастает с севера на юг к краю лавового плато.

На юго-востоке Тунгусской синеклизы в бассейне среднего течения р.Пирды в верхней части тутончанской свиты появляются отдельные покровы пойкилоофитовых базальтов с шаровой отдельностью, глыбовой и брекчиевой текстурой. Вероятно их можно считать аналогами тымерской толщи.

Тутончанская свита была выделена А.П.Степановым в 1961 г. в нижнем течении р.Тутончаны. Она слагает южную и центральную части Тунгусского бассейна. На востоке и юго-востоке синеклизы ее выходы доходят до оз.Неконгдакон на р.Корбунчане и истоков р. Виллой. На северо-востоке тутончанская свита не выделена.

Тутончанская свита повсюду залегает на различных горизонтах пеляткинской и дегалинской, а на юге на катской, свитах верхнего палеозоя. Представлена она в основном вулканомиктовыми слоистыми песчаниками и алевролитами и, лишь, в нижнем течении р.Учами, в среднем течении р.Кочумдек и в верховьях р. Бахты в средней ее части появляется невыдержанный горизонт слабо слоистых пепловых туфов с линзами и прослоями агломератовых и крупнообломочных туфов [4]. Контакт вулканогенно-обломочных пород с подстилающими угленосными песчано-глинистыми отложениями тунгусской серии резкий [89]. Мощность свиты варьирует от 0 до 200 м, увеличиваясь на локальных участках развития жерловых и прижерловых фаций, пред-

ставленных агломератовыми и крупнообломочными туфами основного состава.

На юге и юго-востоке Тунгусской синеклизы в бассейне рек Илимпя и Чуня аналогом тутончанской свиты является южночуньская свита того же состава (табл. I), выделенная Г.Х.Файнштейном в 1948 г. [91, 79] .

На северо-востоке Тунгусской синеклизы большинство исследователей [97, 93] началом вулканической деятельности считает массовое извержение пирокластического материала правобоярской свиты, сменившееся лавовыми излияниями водопадной, аянской, хоннамакитской и неракарской свит (табл. I). Считается, что туфы правобоярской свиты на юге синеклизы переходят в слоистые вулканомиктовые образования тутончанской свиты, а на севере, в области развития лав паторанской серии, верхняя часть правобоярской свиты фациально замещается базальтами водопадной свиты (верхнеправобоярская подсвита по табл. I). На основании флористических остатков нижнюю границу тутончанской, сиверминской и правобоярской свит считают изохронной и по ней проводится нижняя граница тутончанского флористратиграфического горизонта [40] .

Повсеместно развитые под правобоярской туфовой толщей пластовые базитовые тела относятся к недифференцированным силлам, разделенными маломощными прослоями угленосных песчано-глинистых пород дегалинской и пеляткинской свит верхней перми. В то же время отмечается отличие этих силлов от других типов интрузий и их сходство с покровными образованиями. Мощные пластовые недифференцированные интрузии толеитовых долеритов и микродолеритов протягиваются на сотни километров в единый пояс вдоль северо-восточного борта Тунгусской синеклизы, что отражено на всех геологических картах.

Принимая во внимание отсутствие надежных петрологических критериев отличия гипабиссальных стратифицированных пластовых тел от покровов, предлагается региональное решение проблемы начальной фазы вулканической деятельности на северо-востоке Тунгусской синеклизы, основанное как на собственных полевых наблюдениях над взаимоотношениями магматических и осадочных образований в бассейне р.Чангады, так и на корреляции многочисленных разрезов вулканогенной толщи.

На разрезах I-6, 9 (рис. 9) на разных горизонтах осадочных пород палеозоя залегает 150-365 м толща, представленная напластованием мощных (до 50-80 м и более) покровов афанитовых мелкозернистых базальтов со слабо развитыми миндалекаменными зонами. Макроскопически эти покровы не отличаются от афанитовых базальтов пугоранской серии, имеют столбчатую призматическую и полигональную отдельность, к кровле нередко переходящую в изогнутую и веерообразную. По своему стратиграфическому положению эта мощная толща базальтов, названная нами чангадинской, соответствует выделяемому горизонту пластовых интрузий, залегающих в верхней части дегалинской свиты на контакте с правобоярскими туфами.

Поскольку чангадинская толща выделяется впервые, приведем ее типичный полный разрез вскрывающийся в верхнем течении левобережья р.Чангады (рис. 9, разрез I). Здесь на размытую поверхность полимиктовых песчаников верхней перми дожатся:

1. Покров среднезернистых афировых базальтов с офитовой структурой. Мощность покрова 75 м.
2. Покров аналогичных базальтов. Мощность 90 м.
3. 3 покрова тех же базальтов с мощностью соответственно 30, 20, 20 м. Общая мощность пачки - 70 м.

Нр. 872. 55

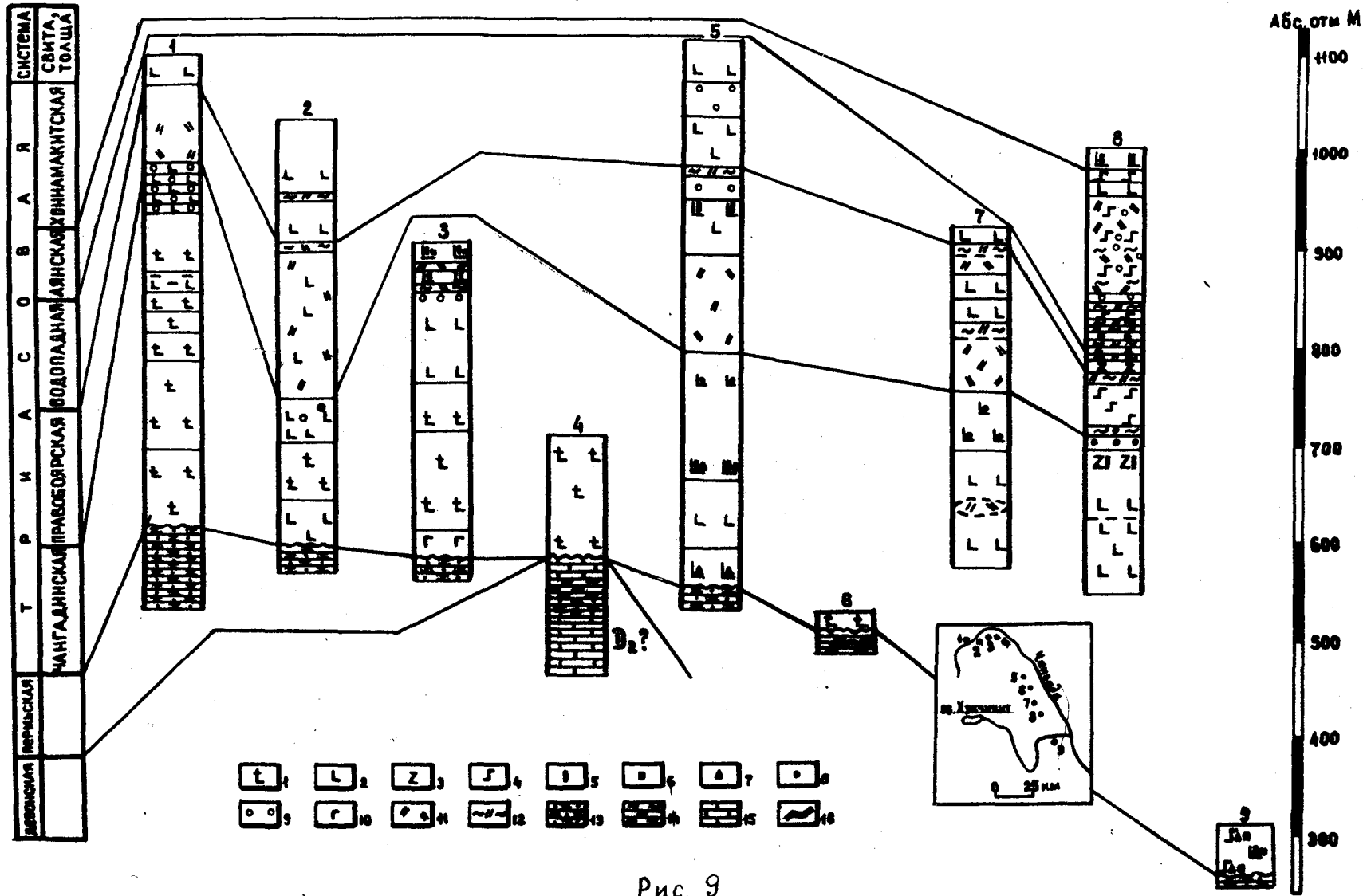


Рис. 9 Схема сопоставления разрезов триасовой вулканогенной толщи бассейна среднего течения р.Чангады.

I-3 - афанитовые базальты с: 1 - офитовой, 2 - толеитовой, 3 - микродолеритовой структурами; 4 - горошчатые базальты с интерсертально-пойкилоофитовой структурой; 5-7 - порфировые вкрапленники: 5 - плагиоклаза, 6 - пироксена, 7 - оливина; 8 - полифировые вкрапленники; 9 - миндалекаменные базальты; 10 - габбро-долериты; 11 - псаммитовые туфы; 12 - вулканомиктовые образования; 13-16 - отложения палеозоя: 13 - песчаники, 14 - алевролиты, аргиллиты, 15 - известняки, 16 - угленосные прослой.

4. 3 покрова афировых мелкозернистых базальтов с микродо-
леритовой структурой с мощностью соответственно 8, 5,
7 м. Общая мощность пачки - 20 м.
5. Покров среднезернистых афировых базальтов с офитовой
структурой. Мощность - 60 м.
6. Пачка из 5 покровов по 10 м, представленная афировыми
мелкозернистыми миндалекаменными базальтами с микродо-
леритовой и микродолеитовой структурами. Суммарная мощ-
ность пачки - 50 м.

Выше согласно ложатся псаммитовые туфы правобоярской свиты.
Мощность чангадинской толщи в этом разрезе составляет 365 м.
Уже в 8-10 км восточнее, на другом берегу р.Чангады, толща име-
ет мощность всего 150 м и состоит из 3-х покровов (рис. 9, раз-
рез 2).

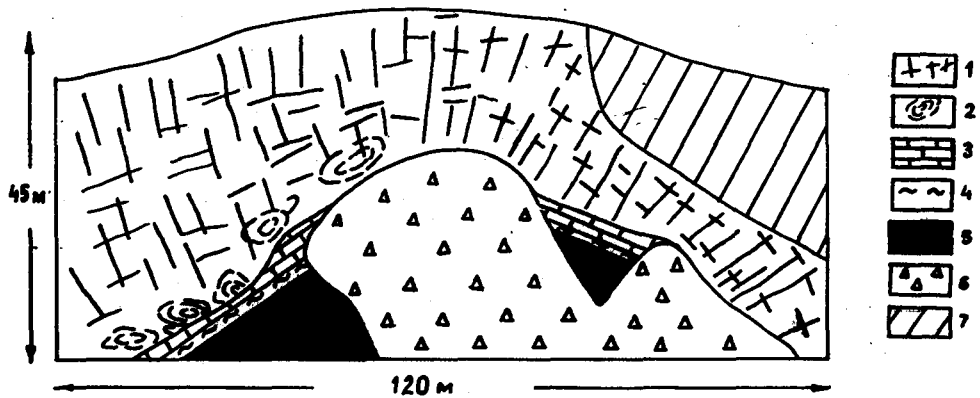
Важным моментом для отнесения стратифицированных пластовых
тел чангадинской толщи к покровным образованиям является харак-
тер ее контактов с подстилающими и перекрывающими отложениями.
Непосредственный контакт чангадинских базальтов с осадочными об-
разованиями верхнего палеозоя наблюдался нами в разрезах 6 и 9.
На обоих участках имеют место различные взаимоотношения между
контактирующими толщами.

В разрезе 6 в коренном скальном выходе на левом берегу ручья,
прорезающего лавово-е плато правобережья р.Чангады, нижний покров
чангадинской толщи перекрывает антиклинальную складку верхнего
палеозоя, амплитуда которой в сводовой части составляет 20-25 м
(рис. 10). Осадочные породы тунгусской серии представлены гори-
зонтом черных углистых аргиллитов (до 15 м), прослоем серо-зеле-
ных аргиллитов (до 0,5 м), при выветривании превращающихся в гли-
ну, и 0,3 м пластом пелитоморфных плотных плитчатых светло-серых
известняков с примесью песчаного материала. Вследствии термаль-

ного воздействия на контакте с базальтами известняки постепенно приобретают темно-серую окраску и становятся тонкосланцеватыми. Мощность экзоконтактной зоны составляет первые сантиметры. Столбчатая отдельность базальтового покрова повсеместно перпендикулярна поверхности складки. На отдельных участках в подошве покрова базальты приобретают концентрическую (до 1 м в диаметре) отдельность, напоминая подушечные шаровые лавы. Нигде выше по разрезу покрова шаровая отдельность встречена не была.

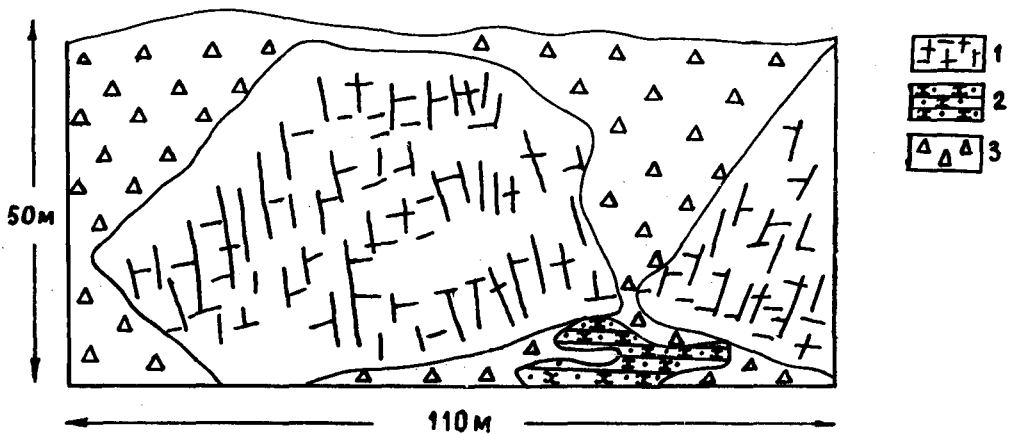
Иные взаимоотношения зафиксированы в разрезе 9. Здесь на правом берегу р. Хекчикит-Сене в 5 км выше ее устья у уреза воды мощный (не менее 45-50 м) базальтовый покров чангадинской толщи несогласно перекрывает субгоризонтальные плитчатые светло-серые полимиктовые песчаники верхней перми (рис. II). Подошва покрова образует малоамплитудную пологую складку, подчеркиваемую веерообразной, перпендикулярной ее поверхности, столбчатой отдельностью. В отличие от предыдущей ситуации, на этом участке покров ложится на разные горизонты песчаников.

Сопоставляя оба типа взаимоотношений чангадинских базальтов и осадочных образований палеозоя, можно сделать вывод о существовании расчлененного рельефа в предтриасовое время, который образовался как за счет тектонических движений, создавших пликативные структуры (I-ый случай), так и в результате блоковых движений (II-ой случай). Первые лавовые покровы заполняли неровности палеорельефа, накапливаясь преимущественно в палеобассейнах. В случае попадания расплава в мелкие неглубокие остаточные водоемы, в подошве покрова образовалась шаровая отдельность. Складки облекания образует только нижний покров чангадинской толщи. Верхние покровы, так же как и покровы вышележащих водопадной и аянской свит, залегают субгоризонтально, подчиняясь общему структурному плану Тунгусской синеклизы.



На стр. 59

Рис. 10 Взаимоотношения лавового покрова чангадинской толщи и угленосных песчано-глинистых отложений верхнего палеозоя (зарисовка обнажения в борту ручья бассейна среднего течения р.Чангады). 1 - базальты со столбчатой отдельностью, 2 - подушечная отдельность, 3 - педитоморфные известняки, 4 - аргиллиты, 5 - углистые аргиллиты, 6 - осыпь, 7 - задернованный участок.



На стр. 59

Рис. 11 Взаимоотношения лавового покрова чангадинской толщи и угленосных песчано-глинистых отложений верхнего палеозоя (зарисовка обнажения правого берега р.Хэжчикит-Сене). 1 - базальты со столбчатой отдельностью, 2 - песчаники, 3 - осыпь.

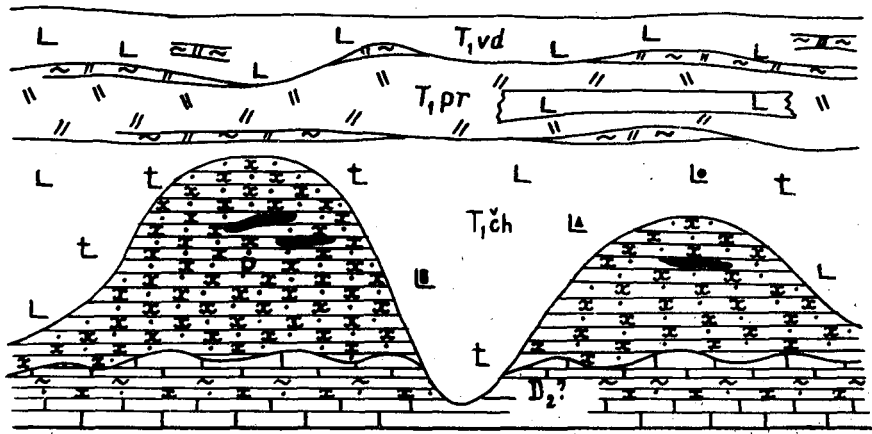
Верхний контакт базальтов чангадинской толщи и пирокластических образований правобоярской свиты наблюдался нами непосредственно в разрезах 7 и 8. Здесь вулканомиктовые и пирокластические породы правобоярской свиты ложатся согласно на верхний покров чангадинской толщи. Постоянное присутствие прослоев гравелитов на контакте с чангадинскими базальтами свидетельствует о предправобоярском размыве чангадинской толщи. Детальные макро- и микроскопические наблюдения приконтактных горизонтов показывают, что вулканогенно-обломочные породы правобоярской свиты лежали на остывшую поверхность базальтов чангадинской толщи. Никаких следов экзоконтактных изменений в породах правобоярской свиты не фиксируется.

О величине эрозионного среза в преднижнетриасовое время можно судить по широкому возрастному диапазону отложений, контактирующих с базальтами чангадинской толщи. В верхнем течении р. Чангады в близко расположенных разрезах нижний покров чангадинской толщи почти на одном гипсометрическом уровне ложится то на светлые песчаники дегалинской свиты (разрезы I-3), то на горизонт пелитоморфных известняков (разрез 4), видимая мощность которого до 30 м. Появление в последнем разрезе мощного (не менее 60 м) слоя доломитизированных плитчатых известняков, не свойственных отложениям продуктивной серии верхнего палеозоя, свидетельствует о более древнем возрасте контактирующей толщи. По Н.С.Маличу [58] в бассейне р.Чангады вообще отсутствуют раннекаменноугольные отложения и, судя по трансгрессивному строению ритма в данном разрезе, с чангадинской толщей контактируют среднедевонские образования. По данным среднemasштабной геологической съемки мощность продуктивных отложений верхнего палеозоя в бассейне р.Чангады довольно постоянна и варьирует от 380 до 460 м. Налегание нижнего покрова чангадинской толщи на известняки среднего

палеозоя позволяет оценивать глубину дотриасового эрозионного вреза не менее чем в 400 м (рис. 12).

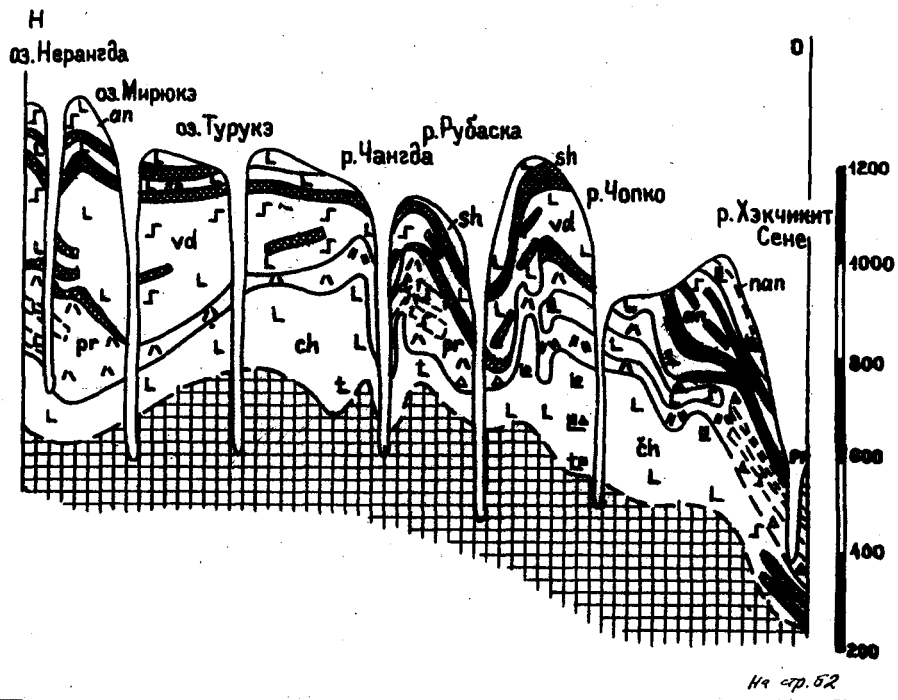
Сторонники интрузивной природы пластовых тел чангадинской толщи считают, что силлы повсеместно переслаиваются с маломощными осадочными прослоями верхнего палеозоя. На закартированном нами участке полимиктовые песчаники дегалинской свиты нигде не образуют протяженных горизонтов. На широтном отрезке верхнего течения р. Чангады они встречаются на пологих задернованных склонах в виде изолированных изометричных пятен (рис. 14), в пределах которых обнажены разрушенные до дресвы песчаники. Эти участки локального развития осадочных образований верхнего палеозоя среди сплошного поля чангадинских базальтов представляют собой эрозионные окна довулканического рельефа, на поверхность которого в результате активной тектонической деятельности в конце верхней перми были выведены различные палеозойские породы. Фрагменты этой ситуации и наблюдались нами в разрезах 6 и 9.

На некоторых участках среди лавовых покровов чангадинской толщи появляются маломощные прослой вулканомиктовых пород и локально развитых псаммитовых туфов (разрезы 3, 7). В бассейне р. Хекчикит-Сене, по данным Э.Л. Фишера и других (1969), под туфами правобоярской свиты, относимыми этими исследователями к верхнеправобоярской подсвите, выделяется нижнеправобоярская подсвита (табл. 6), которая представлена чередованием мощных базальтовых покровов и горизонтов вулканогенно-осадочных пород и ксенотуфов. Судя по результатам изучения других свит вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы, переслаивание имеет место преимущественно на краях ареала распространения базальтовых полей. Оно отражает близость источников сноса и перерывы в излиянии мощных порций лавы. Источниками вулканогенно-осадочного материала могли служить



На стр. 62

Рис. 12 Взаимоотношения базальтов чангадинской толщи с осадочными отложениями палеозоя и раннетриасовыми вулканогенными образованиями. Вертикальный масштаб 1:10 000. Условные обозначения на рис. 7 и 9.



На стр. 62

Рис. 13 Структурно-фациальный разрез по линии Н-О.

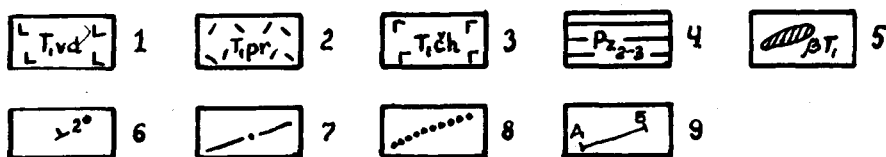
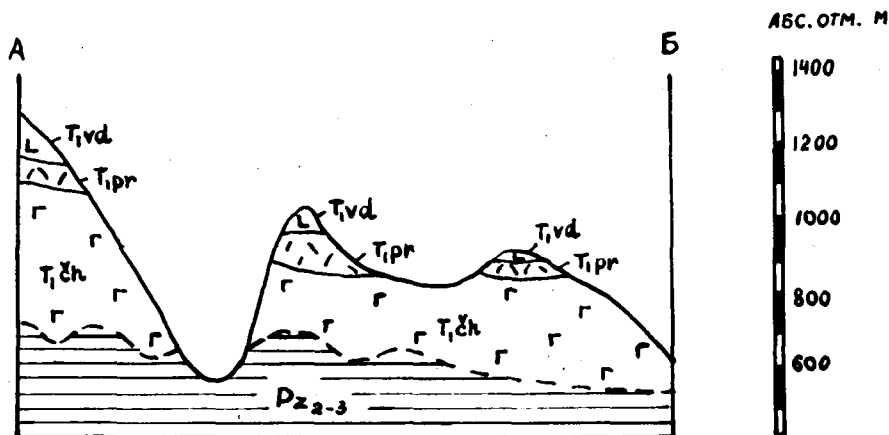
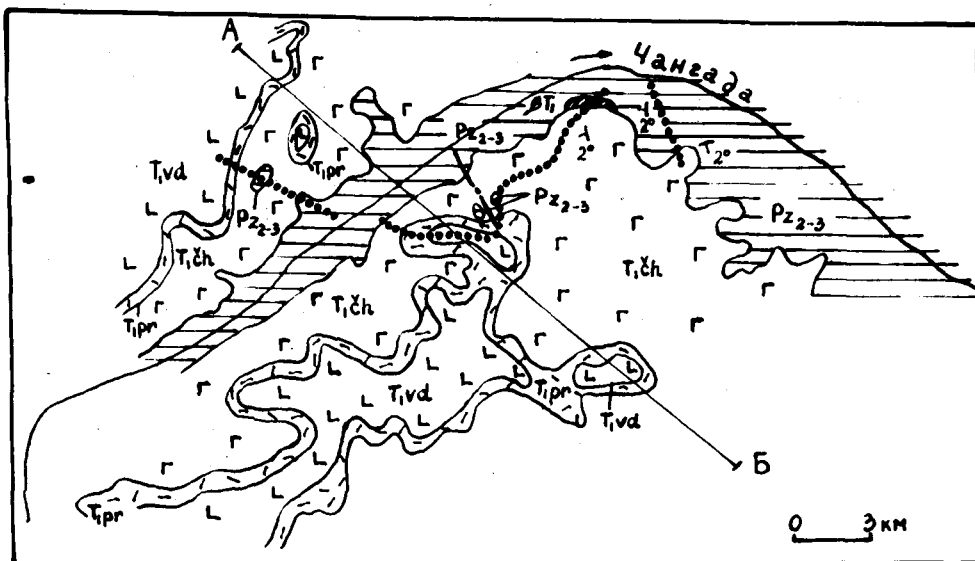


Рис. 14 Схематическая геологическая карта верхнего течения р.Чангады со снятым четвертичным покровом. Составил Дараган-Суцов Ю.И. с использованием материалов Барскова Е.А. и др. (1972).

1-3-вулканогенные образования нижнего триаса: 1-базальты водопадной свиты, 2-туфы и базальты правобоярской свиты, 3-базальты чангадинской толщи; 4-морские карбонатные и континентальные терригенно-угленосные отложения среднего-верхнего палеозоя; 5-интрузия габбро-долеритов; 6-элементы залегания; 7-разлом; 8-линии маршрутов; 9-линия разреза.

вулканические брекчии из нижнеправобоярской подсвиты, зафиксированные при среднемасштабной геологической съемке в ряде мест бассейна р.Чангады.

Взаимоотношения базальтов чангадинской толщи с подстилающими и перекрывающими образованиями и ее место в общей структуре вулканогенного комплекса показаны на рис. 13, 15.

Чангадинская толща имеет непостоянную мощность. Вероятно к началу пирокластической деятельности правобоярского времени ее кровля была субгоризонтальна, что объясняется покровной природой чангадинских базальтов, заполняющих палеопонижения довулканического рельефа. На отдельных участках в строении чангадинской толщи участвуют полифировые и плагиофировые базальты, появляются мелко-среднезернистые базальты с офитовой структурой.

Сравнение палеонтологических остатков из вулканогенно-осадочных прослоев нижнеправобоярской подсвиты с комплексом остатков из тутончанской и других свит южных и северо-западных районов синеклизы показывает, что чангадинская толща явно моложе верхнепермских отложений дегалинской свиты тунгусской серии и по палеонтологическим данным датируется тутончанским временем раннего триаса (табл. 2). Эти данные не согласуются с выводом о пермском возрасте микродолеритовых силлов дегалинской свиты [93] и являются доказательством триасового возраста этих образований, относимых нами к базальтовым покровам.

Резкое погружение вулканогенной толщи в зоне Анамских флексур [27] не позволяет непрерывно проследивать подошву правобоярской свиты. Тем не менее, в районе водораздела рек Котуй-Котуйкан в связи с значительным воздыманием кровли корвунчанской свиты под мощной толщей агломератовых и псаммитовых туфов по данным среднемасштабной геологической съемки локально развит (0-120 м) горизонт вулканогенно-осадочных пород, который южнее переходит в уже

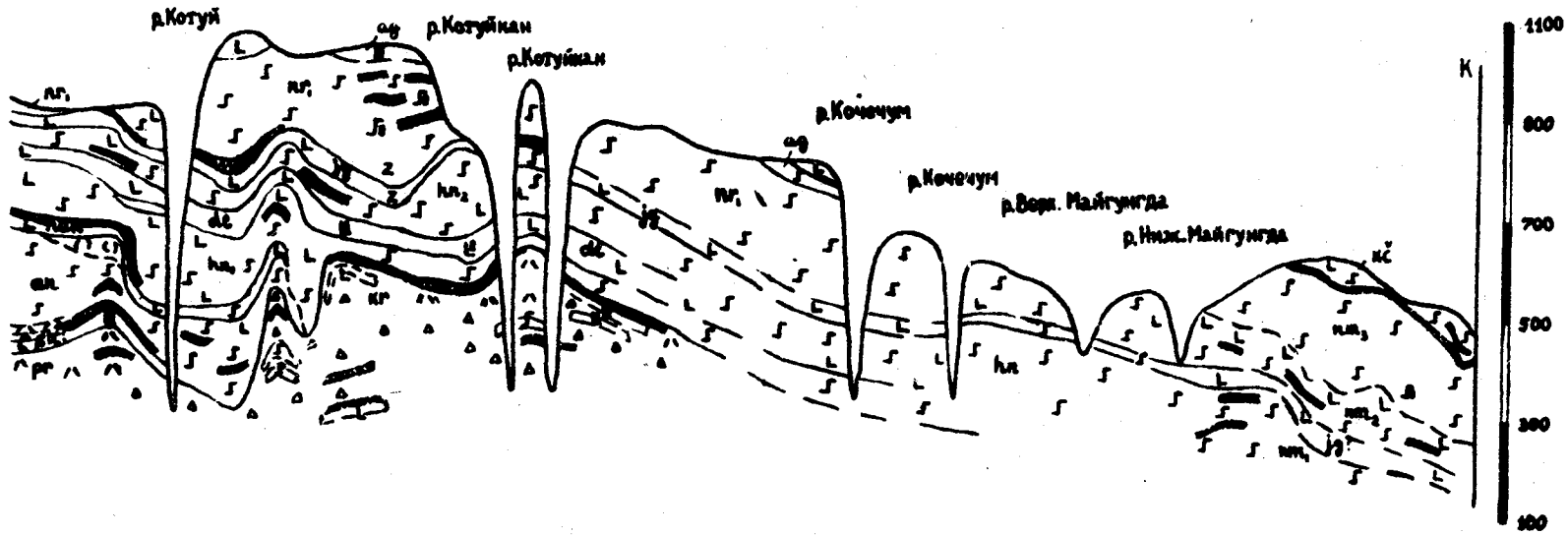
СОПОСТАВЛЕНИЕ СХЕМ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ПЕРМО-ТРИАСОВОЙ
ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО БОРТА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Таблица 6

С х е м ы В А Г Т а			Схема ВСЕГЕИ		
Барсков Е.А., 1972г. Верховья р.Чангады и р.Маймечи		Емельянова А.И., 1972г. Бассейн р.Догальдын /левый приток р.Котуй/	Фишер Э.Л., 1970г. Бассейн среднего и ниж- него течения р.Чангады		
на д а я н с к и й м а р к и р у ю щ и й п о к р о в					
аянская свита		аянская свита	аянская свита		
правобоярская свита	верхняя подсвита	правобоярская свита	аянская свита		
	нижняя подсвита		водопадная свита		
дегалинская свита		дегалинская свита	правобоярская свита	верхняя подсвита	правобоярская свита
				нижняя подсвита	чангадинская толща
			дегалинская /пеляткинская/ свита		тунгусская серия и отложения среднего палеозоя

№ стр. 65

-65-



На стр. 85

Рис. 15 Структурно-фациальный разрез по линии И-К

повсеместно распространенную тутончанскую свиту. Именно последняя является фациальным аналогом чангадинской базальтовой толщи. На широте р.Хекчикит-Сене в строении толщи участвуют палеонтологически охарактеризованные прослойки вулканомиктовых пород. Далее на юг нижняя часть разреза толщи скрывается под урез воды и проследить непрерывный переход чангадинских базальтов в вулканогенно-осадочные образования тутончанской свиты не удастся.

На северо-западном борту синеклизы аналогичную форму фациального перехода в тутончанскую свиту имеет надеждинская свита. Разница в надежности корреляции надеждинско-тутончанской свит и чангадинско-тутончанской свит заключается лишь в том, что на северо-западе синеклизы этот переход непосредственно наблюдается [14], а на северо-восточном он только намечается в бассейне р.Хекчикит-Сене.

Надеждинские и чангадинские лавы занимают одинаковое стратиграфическое положение в разрезе вулканогенной толщи и, вероятно, также образуют единое тело, центральная часть которого погружена вдоль оси Тунгусской синеклизы ниже современного эрозионного вреза. Косвенным подтверждением сходного строения обоих стратиграфических подразделений является равенство средних значений их химических составов (глава УШ) и одинаковая петрографическая характеристика слагающих их покровов: появление полифировых и порфировых базальтов. Нигде больше в разрезе лавовой толщи полифировые и порфировые базальты в таком количестве не встречаются.

Поскольку тутончанская свита по своему составу и строению идентична хаканчанской свите, чангадинскую толщу следует сопоставлять не только с надеждинской, но и с туклонской свитами северо-запада синеклизы. Последние, так же как и чангадинская толща, в широкой полосе фациального перехода в вулканогенно-оса-

дочные образования тутончанской свиты теряют свои стратотипические характеристики и образуют толщу смешанного состава (тымерская толща бассейна рек Северная-Ерачимо).

Выше тутончанского горизонта по наличию в отложениях более молодых флористических форм выделен двурогинский биостратиграфический горизонт. В него входят двурогинская, кутарамаканская и моронговская свиты на северо-западе синеклизы, корвунчанская свита на юге, аянская и водопадная свиты на северо-востоке (табл. I). По стратиграфической схеме автора к двурогинскому горизонту также следует отнести туфы правобоярской свиты (табл. 5).

Двурогинская свита была выделена в 1958 г. В.В.Ермоловым и Ю.Я.Лившицем, которые отнесли к ней туфогенно-осадочную толщу, описанную в 1950 г. А.К.Кондратенко на руч. Двурогом (бассейн р. Курейки) как верхняя подсвита корвунчанской свиты. Позднее, двурогинскую свиту стали параллелизовать со всей корвунчанской свитой (табл. I).

Двурогинская свита представлена монотонной толщей неслоистых и слабо слоистых разнообломочных туфов основного состава, которые к кровле обычно с резким контактом переходят в 15-40 м горизонт слоистых вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Снизу вверх по разрезу свиты намечается увеличение доли мелкообломочных туфов и вулканомиктовых образований. На отдельных участках двурогинскую свиту удастся расчленить на пачки, которые, однако, плохо выдержаны по площади.

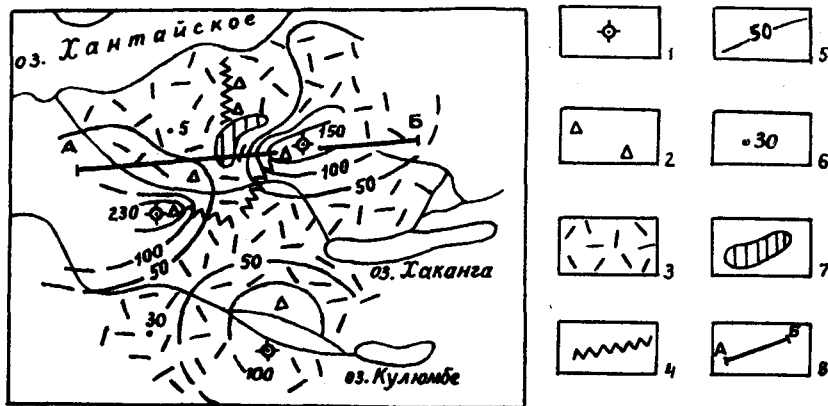
Мощность свиты варьирует в широких пределах от 0 до 360 м. Наибольшие ее значения фиксируют область развития жерловых и прижерловых фаций вулканов центрального типа, представленных агломератовыми и крупнообломочными туфами. Здесь же среди туфов в разрезе свиты появляются отдельные маломощные быстро выклинивающиеся потоки базальтов. По мере удаления от вулканических аппа-

ратов резко уменьшается мощность свиты и изменяется ее состав: преобладают промежуточные и удаленные фации, состоящие из мелкообломочных туфов и вулканомиктовых образований (рис. 16).

Двурогинская свита вскрывается в узкой полосе вдоль западного края вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы. На севере своего ареала распространения она согласно перекрывает порфировые и афировые лавы надеждинской свиты, а на юге с размывом ложится на различные горизонты туфогенно-осадочной тутончанской свиты.

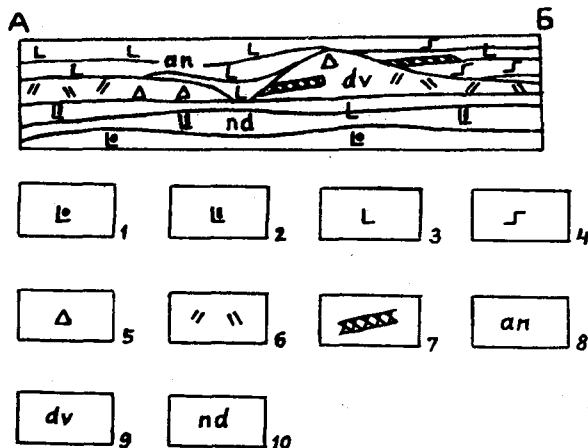
Взаимоотношения туфов двурогинской свиты с перекрывающими базальтами аянской свиты более сложное. Севернее бассейна рек Хаканча-Кулюмбе на порфировые базальты надеждинской свиты ложатся афировые базальты аянской свиты, а южнее - туфы двурогинской свиты. Одинаковое гипсометрическое положение последних и появление в отдельных разрезах двурогинской свиты маломощных потоков базальтов послужило основанием для синхронизации аянской и двурогинской свиты и признания геологами НИИГА фациального перехода между ними. Ширина зоны фациального перехода на этом отрезке составляет всего 2 км. Весомым аргументом в пользу такой точки зрения служит залегание обеих свит на междуречье Хаканча-Кулюмбе между базальтами надеждинской свиты и трахибазальтами юрянской толщи (верхнекутарамаканская подсвита Кета-Хантайского района на табл. I).

Другой тип взаимоотношений между лавами аянской и туфами двурогинской свит наблюдался на правом берегу южной оконечности оз. Дюпкун (р. Курейка) и в бассейне нижнего течения р. Курейки. Здесь повсеместно базальтовые покровы аянской свиты с резким контактом залегают на туфах двурогинской свиты. При этом в юго-западном направлении, вниз по р. Курейке, на туфы двурогинской свиты



На стр. 70

Рис. 16. Расположение вулканических аппаратов центрального типа двурогинского времени в бассейне рек Хаканча-Кулумбе. 1 - вулканические аппараты центрального типа; 2-3 - пирокластические фации: 2 - жерловые и прижерловые (агломератовые и крупнообломочные туфы), 3 - промежуточные и удаленные (псаммитовые туфы и вулканомиктовые породы); 4 - маломощные потоки базальтов; 5 - изопахиты, в м; 6 - мощность, в м; 7 - базальты надеждинской свиты; 8 - линия разреза.



На стр. 70

Рис. 17. Взаимоотношения базальтов надеждинской и аянской свит и туфов двурогинской свиты на правом берегу р. Хаканча. Разрез по линии АБ. 1-4 - базальты: 1 - полифировые, 2 - плагиофировые, 3 - афировые, 4 - горшчатые; 5 - агломератовые и крупнообломочные туфы; 6 - псаммитовые туфы; 7 - вулканомиктовые породы; 8-10 - свиты: 8 - аянская, 9 - двурогинская, 10 - надеждинская.

последовательно ложатся все более высокие части разреза аянской свиты. По В.М.Лебедеву туфы на этом участке следует сопоставлять с верхней частью надеждинской (болотнинской) и, возможно, с нижней частью аянской (кугарамаканской) свит [46].

Значительная плотность разрезов на северо-западе Тунгусской синеклизы и полевые наблюдения на правом берегу р.Кулюмбе однозначно свидетельствуют о залегании базальтовых покровов аянской свиты на туфах двурогинской свиты (рис. 18, 19). На разрезах 4, 5 туфы двурогинской свиты залегают между порфировыми лавами надеждинской свиты и пойкилоофитовыми базальтами хоннамакитской свиты. В разрезе 6 между туфами двурогинской и базальтами хоннамакитской свит появляются 2 покрова аянской свиты и перекрывающий их маркирующий надаянский покров. Далее на север в бассейне р.Хаканчи аянская свита уже имеет значительную мощность и в ее верхней части появляются трахибазальты юряхской толщи. Характер взаимоотношений туфов двурогинской свиты, базальтов надеждинской и аянской свит и трахибазальтов юряхской толщи показан на рис. 6, 8.

Резкие перепады мощностей двурогинской свиты вследствие особенностей распределения вулканических аппаратов центрального типа, обусловили своеобразие взаимоотношений туфовой толщи с подстилающими и перекрывающими лавовыми свитами (рис. 17). На тех участках, где мощность туфовой толщи равна нулю, базальты аянской свиты непосредственно ложатся на покровы надеждинской свиты.

На северо-западе Тунгусской синеклизы вулканы центрального типа активно действовали лишь до бассейна р.Хаканчи, в то время как на большей части Норильского района двурогинская свита, так же как и хаканчанская, представлена 2-20 м горизонтом мелкообломочных туфов и вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Вероятно, по аналогии с хаканчанской свитой его можно выделить в III-ий

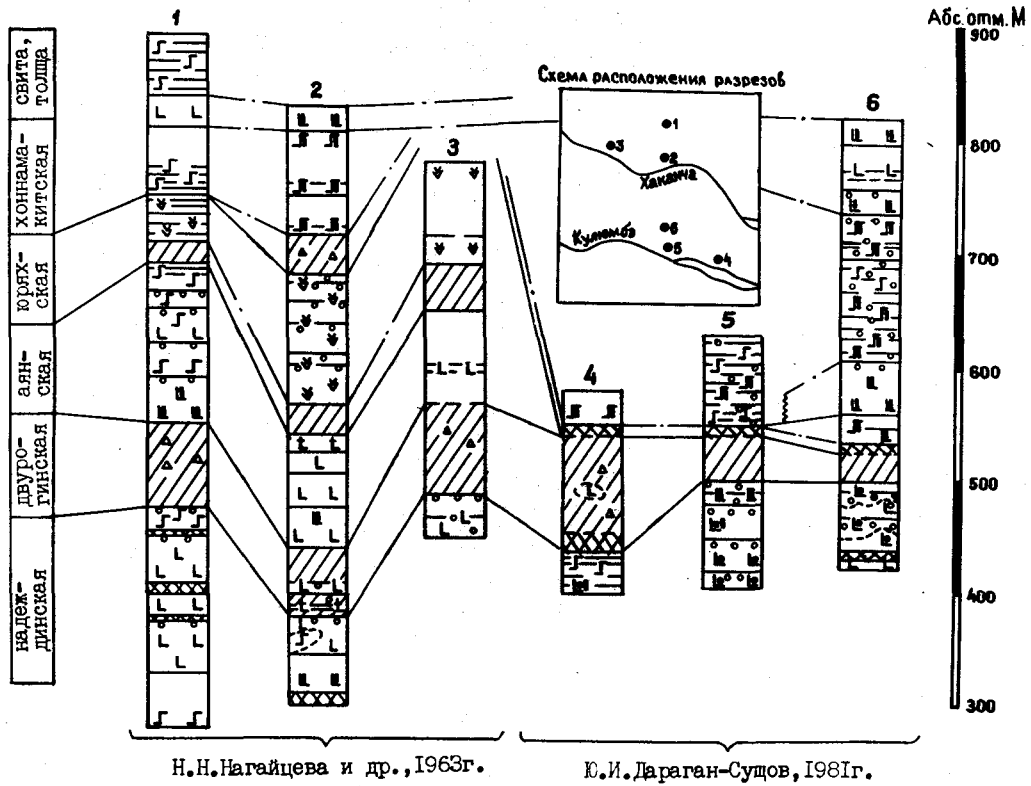


Рис. 18 Схема сопоставления разрезов вулканогенной толщи междуречья Хаканча-Куломба

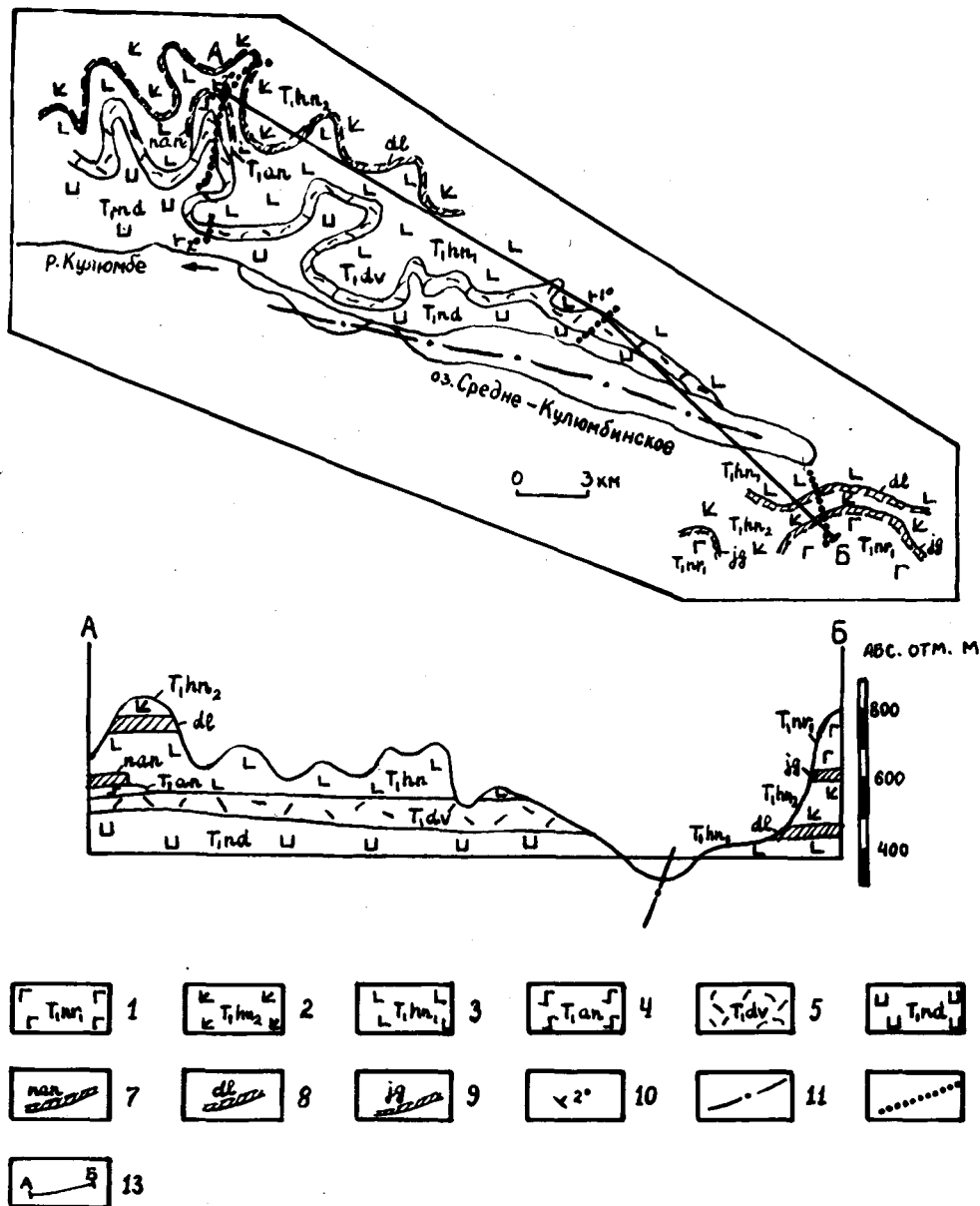


Рис. 19 Схематическая геологическая карта бассейна оз.Средне-Кулумбинское и верхнего течения р.Кулумбе со снятым четвертичным покровом. Составил Дараган-Суцов Ю.И. с использованием материалов Фадеева В.А. (1960, 1964).

1-6-вулканогенные образования нижнего триаса: 1-базальты нижне-неракарской подсвиты, 2-базальты верхнехоннамакитской подсвиты, 3-базальты нижнехоннамакитской подсвиты, 4-базальты аянской свиты, 5-туфы двурогинской свиты, 6-базальты надеждинской свиты; 7-9-маркирующие покровы: 7-надаянский, 8-делочинский, 9-ягталийский; 10-элементы залегания; 11-разлом; 12-линии маршрутов; 13-линия разреза.

рожковский горизонт. На отдельных участках Норильского района (рис. 8 бассейн оз. Глубокое) III-ий рожковский горизонт отсутствует и базальты вышележащей аянской свиты перекрывают базальты надеждинской свиты.

Южнее бассейна оз. Северное двурогинская свита переходит в нижнекорвунчанскую подсвиту того же состава (рис. 8).

Корвунчанская свита выделена Л.М.Шороховым в 1937 г. в бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски. Она слагает всю южную половину Тунгусской синеклизы и повсеместно с размывом залегает на тутончанской свите, а на отдельных участках, на породах верхнего палеозоя. Корвунчанская свита представлена разнообломочными туфами основного состава, вулканогенно-осадочными и вулканомиктовыми образованиями.

Корвунчанская свита (серия по табл. I) в различных районах Тунгусской синеклизы имеет разное строение. Большинство геологов по литологическим признакам разделяет корвунчанскую свиту на две подсвиты. Нижнекорвунчанская (учаминская) подсвита сложена в основном неслоистыми разнообломочными ксенотуфами и туфами с линзами туфогенно-осадочных пород. Ее мощность варьирует в широких пределах от 30 до 420 м. Верхняя (бугариктинская) подсвита представлена вулканогенно-осадочными и вулканомиктовыми слоистыми породами с подчиненным количеством туфов. По своему составу она практически идентична тутончанской и хаканчанской свитам. В ней повсеместно встречаются отпечатки флоры, остатки фауны и споро-вопыльцевые комплексы. Мощность подсвиты изменяется от 0 до 250 м.

На периферии своего ареала распространения за исключением юго-восточных районов синеклизы корвунчанская свита представлена монотонной толщей преимущественно грубообломочных неслоистых туфов, соответствующих нижнекорвунчанской подсвите центральных райо-

нов синеклизы. Лишь в верхней части разреза свиты иногда появляется локально развитый горизонт вулканомиктовых образований, который по мере удаления от края ареала распространения к центру синеклизы увеличивает свою мощность и образует верхнекорвунчанскую подсвиту.

На юго-западе синеклизы в нижнем течении рек Учами и Катарамбы, а также на обширной территории ее юго-восточного крыла, грубообломочные туфы нижнекорвунчанской подсвиты удается расчленить на 2-3 пачки [9]. Нижняя часть разреза подсвиты представлена неслоистыми грубообломочными агломератовыми туфами и ксено-туфами. Вверх по разрезу они сменяются более монотонной толщей преимущественно среднеобломочных туфов со слабой слоистостью. На отдельных участках в кровле разреза подсвиты появляются пятнистые туфы и прослой вулканомиктовых пород.

Нижнекорвунчанская подсвита по своему стратиграфическому положению и литологическому составу соответствует аллюнской свите со стратотипом, вскрытым скважинами в районе Аллюнской структуры на р. Нижняя Тунгуска у пос. Бабкино, а также нижней неслоистой части чичиканской свиты, выделенной Г.Х.Файнштейном в 1948 г. в бассейне р. Чуни и илимпейской свите, выделенной М.М.Одинцовым в 1948 г. в бассейне р. Илимпеи [91].

В центральной части синеклизы в бассейне левых притоков р. Нижней Тунгуски от Туры до Учами корвунчанская свита имеет более сложное строение. В ее составе выделяют 4-5 пачек. Нижняя пачка представлена грубообломочными неслоистыми туфами и соответствует нижнекорвунчанской подсвите или аллюнской свите, мощность которой варьирует от 120 до 480 м. На некоторых участках она подстилается пачкой слоистых мелкообломочных туфов и вулканогенно-осадочных пород мощностью до 60 м. Последняя параллелизуется с туончанской свитой.

Вышележащие пачки относятся к верхнекорвунчанской подсвите (Нижнетунгусский район по табл. I). Нижняя пачка (эксинские или дюкинские слои) сложена пестроцветными слоистыми туфогенно-осадочными и вулканомиктовыми породами с редкими потоками лав и линзами обломочных туфов. Средняя (холокитские слои) представлена в основном неслоистыми разнообломочными туфами и ксенотуфами с подчиненным развитием вулканогенно-осадочных слоев. Верхняя (иргактинские слои) пачка идентична нижней и сложена слоистыми туфогенно-осадочными и вулканомиктовыми породами. В ней отмечаются единичные лавовые потоки [4, 5] .

На юго-востоке Тунгусской синеклизы в бассейне р.Илимпей верхнекорвунчанской подсвите соответствует лимптеконская свита, выделенная М.М.Одинцовым в 1948 г. [91] .

Параллелизация аллюнской свиты с нижнекорвунчанской подсвитой признается не всеми геологами. А.В.Завьялов, Н.В.Дренов и А.П.Степанов считали туфы аллюнской свиты наиболее ранними продуктами вулканизма. Вышележащие эксинские слои они сопоставляли с тутончанской свитой, соответственно холокитские и иргактинские слои с ниже- и верхнекорвунчанской подсвитами. Данные флористических определений также не решают этот вопрос однозначно [5] .

Анализ распределения мощностей литологически сходных пачек показывает, что ареалы распространения каждой вышележащей пачки последовательно сокращаются. Мощность нерасчлененной корвунчанской свиты периферийных участков туфового поля соизмерима с мощностью двурогинской, правобоярской и аллюнской свит и соответствует мощности нижнекорвунчанской подсвиты центральных районов синеклизы. Этот единый пирокластический горизонт распространен практически по всей территории Тунгусской синеклизы, за исключением северо-западной ее части, где ему соответствует III-ий рожковский

горизонт, представленный удаленными фациями вулканов центрального типа. Локально распространенная пачка слоистых пород, вскрытая скважинами под аллювскими туфами, соответствует тутончанской свите.

Верхнекорвунчанская подсвита является продуктом размыва пирокластических образований нижнекорвунчанской подсвиты и формировалась практически до конца вулканической деятельности в северных районах синеклизы. По данным Н.И.Емельянова и других (1976) верхнекорвунчанская подсвита соответствует аянской свите и вулканогенно-обломочному горизонту из подошвы хоннамакитской свиты. Флористический комплекс последнего идентичен с комплексом флоры, найденным в иргактинской толще.

Нижние эксинские слоистые туфогенно-осадочные породы распространены наиболее широко, и, видимо, именно с ними следует сопоставлять маломощный вулканомиктовый горизонт из кровли двурогинской и правобоярской свит, а также лимптеконскую свиту юго-восточной окраины Тунгусской синеклизы [91]. Ареалы распространения более высоких частей разреза верхнекорвунчанской подсвиты значительно сокращаются и поэтому холокитская и иргактинская толщи выделяются только в центральных частях синеклизы. На севере Тунгусской синеклизы в пределах лавового поля верхнекорвунчанской подсвите южных районов соответствуют вулканомиктовые прослой между лавовыми покровами.

Большинством исследователей отпечатки флоры из корвунчанской свиты датируются ранним триасом. В то же время Г.Н.Садовников считает, что верхняя часть бугариктинской (иргактинская и, возможно, холокитская толщи) и двурогинской свит повсеместно охарактеризованы палеонтологическими остатками свойственными путоранскому горизонту, и на этом основании, выделенные Н.К.Могуче-

вой [40] двурогинский и тутончанский горизонты он предлагает перевести в ранг подгоризонтов корвунчанского горизонта, который им относится к верхней перми. При этом различия двурогинского и тутончанского горизонтов становятся на порядок ниже различий между ними и вышележащими образованиями [92].

Правоборская свита выделена Я.И.Полькиным в 1956 г. на р. Правая Боярка. К ней относились вулканогенно-обломочные породы нижней части вулканогенной толщи северо-востока Тунгусской синеклизы, залегающие на различных горизонтах угленосных песчано-глинистых отложений нижней и верхней перми. Верхняя граница свиты проводилась по смене туфов базальтами аянской свиты, а позднее по подошве маркирующего шадринского покрова анамезитов [64].

Правобоярская свита сложена разнообломочными туфами и ксенотуфами основного состава с прослоями и линзами вулканогенно-осадочных пород, количество которых увеличивается снизу вверх по разрезу свиты. В составе свиты постоянно присутствуют отдельные покровы базальтов (рис. 9, 13). Так же как и для других пирокластических свит вверх по разрезу отмечается уменьшение доли ксеногенных обломков. Подчиненное значение имеют прослойки нормальных осадочных пород, ближе к кровле появляются локальные линзы известняков. В кровле правобоярской свиты на ряде участков прослежен 3-40 м горизонт слоистых вулканомиктовых пород (рис. 9, 13, 15).

Картирование областей распространения пирокластических фаций показало, что внутреннее строение правобоярской свиты обусловлено расположением вулканических аппаратов центрального типа, имеющих концентрический структурный план (рис. 20). Уже на расстоянии первых километров от центра выброса агломератовые и крупнообломочные туфы сменяются мелкообломочными туфами и слоистыми вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами. При этом мощность

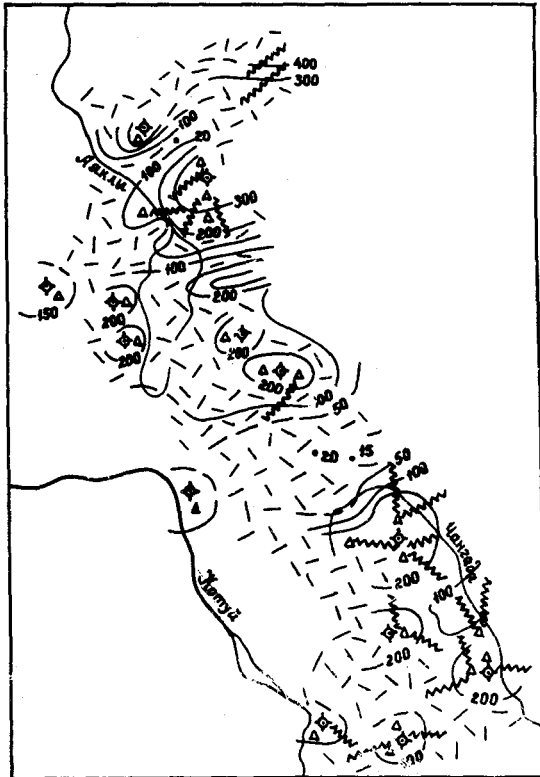


Рис. 20 Расположение вулканических аппаратов центрального типа правобоярского времени на северо-востоке Тунгусской синеклизы /усл.обозначения см. на рис. 16 /.

На стр. 79

разреза свиты резко снижается от 300-400 м до 15-20 м (рис. 13, 15, 20).

Фациальным и стратиграфическим аналогом правобоярской свиты является корвунчанская свита. Параллелизация обеих свит была впервые установлена А.А.Ивановым [36]. Тем не менее, в настоящее время большинство исследователей правобоярскую свиту сопоставляет либо с тутончанской свитой, либо с лавовой надеждинской свитой северо-западного крыла синеклизы (табл. I). Представляется, что синхронизация тутончанской и правобоярской свит основана лишь на том, что обе они считаются начальными продуктами вулканизма, которые несогласно перекрывают верхнепалеозойские отложения. Признание фациального замещения туфов верхней части правобоярской свиты базальтами водопадной свиты базируется на том, что в области их совместного распространения на северо-востоке синеклизы они обе перекрываются лавами аянской свиты. В то же время прямых данных о фациальных взаимоотношениях нет: на всех частных разрезах базальты водопадной свиты без всякого переслаивания согласно ложатся на туфы или вулканогенно-осадочные образования правобоярской свиты (рис. 9).

Последовательная корреляция частных разрезов с севера на юг позволяет проследить переход правобоярской свиты в неслоистые туфы нижнекорвунчанской подсвиты (учаминская свита) на междуречье Коту^й-Котуйкан (рис. 15). Лишь верхний маломощный вулканогенно-осадочный горизонт в кровле правобоярской свиты можно сопоставить с эксинскими слоями корвунчанской свиты. Идентичность состава и строения, а также почти полное равенство мощностей правобоярской и учаминской свит (15-400 против 30-420 м) также свидетельствует в пользу того, что они составляют единое геологическое тело (стратон).

Лавовые покровы водопадной и аянской свит по отношению к ту-

фам правобоярской свиты выполняют ту же роль, что и чангадинские базальты по отношению к палеозойским осадочным породам. Они заполняют неровности рельефа правобоярского времени.

Сопоставление правобоярской свиты с нижней частью корвунчанской свиты позволяет выделять туфовый горизонт в составе правобоярской, учаминской и двурогинской свит в единое геологическое тело. На северо-западе синеклизы туфы двурогинской свиты перекрываются базальтами аянской свиты, а на ее северо-востоке на правобоярской свите залегает либо пачка анамезитов водопадной свиты, либо, там где она не выделяется, аянская свита.

Аянская свита была выделена в 1956 г. А.А.Межвилком в бассейне озер Аян и Анама, где она представлена чередованием анамезитов и базальтов с пойкилоофитовой структурой с прослоями туфогенных и туфогенно-осадочных пород. Нижняя граница аянской свиты проводилась по подошве 20-40 м шадринского покрова анамезитов, нередко подстилаемого прослоем туфов и вулканогенно-осадочных пород. Верхняя граница свиты проводилась по подошве надаянского маркирующего покрова [64] .

На северо-западе Тунгусской синеклизы, в силу особенностей строения аянской свиты, шадринский покров не прослеживается и возможно он вообще отсутствует здесь. В районе оз.Хантайского к аянской свите Я.И.Полькиным были отнесены афировые базальты и туфогенные породы, залегающие на полифировых базальтах надеждинской свиты. Верхняя граница аянской свиты также проводилась по подошве надаянского покрова [82] . Пачка анамезитов, обнажающаяся на р.Курейке ниже шадринского покрова, была выделена А.А.Межвилком в водопадную свиту. Аналогичные базальты отмечались В.М.Лебедевым в разрезе эффузивной толщи на оз.Хантайском, где они залегают непосредственно на полифировых базальтах надеждинской свиты и перекрываются пойкилоофитовыми базальтами аянской свиты.

Лавы водопадной и аянской свит (в понимании А.А.Межвилка) объединялись В.М.Лебедевым в кутарамаканскую свиту [46, 76], соответствующую на северо-западе синеклизы аянской свите Я.И.Полькина. Стратиграфическое положение аянской свиты северо-западного и водопадной плюс аянской свит северо-восточного крыльев и их место в общей структуре Тунгусской синеклизы показано на рис. 6.

Аянская свита распространена по всему северу Тунгусской синеклизы и ее южная граница проходит от бассейна р.Хаканча на северо-западном краю синеклизы до бассейна р.Хулгадякит на ее северо-восточном борту. На севере базальты аянской свиты погружаются под юрско-меловые осадки Енисей-Хатангской депрессии. Максимальная мощность свиты фиксируется в приосевой части Тунгусской синеклизы и достигает в бассейне р.Аян 650 м.

На большей площади своего распространения аянская свита представлена потоками и покровами преимущественно афировых базальтов, разделенных прослоями вулканогенно-осадочных и вулканомиктовых пород, количество которых значительно возрастает на периферии поля аянских лав. В подошве свиты иногда встречаются шаровые лавы в основном на северо-востоке синеклизы. Реже по разрезу отмечают прослой известняков, гипсов и ангидридов. В нижней части разреза аянской свиты, как правило, преобладают анамезиты, а в ее верхней части - горшчатые базальты. В бассейне р.Аян нами наблюдалось 4-х членное строение свиты, заключающееся в чередовании пачек, представленных анамезитами и пачек, сложенных горшчатыми базальтами. На отдельных участках, преимущественно на северо-западе синеклизы (бассейн р.Микчанды), анамезиты получают доминирующее развитие в разрезе, появляются и порфировые базальты. В бассейне верхнего течения р.Холокит, на междуречье Котуй-Аян и в районе оз.Харпича в средней части свиты, выше шадринского покрова, распространен мощный (до 60 м) покров порфировых и афировых

базальтов, названный А.А.Межвилком анамским [64] .

Помимо основных эффузивов в составе свиты присутствуют щелочные базальты. В среднем течении р.Аян, вблизи устья р.Калтымы, в 240 м ниже подошвы надаянского покрова, появляется быстро выклинивающийся 70 м горизонт полевошпатовых пикритовых трахибазальтов. В бассейне р.Тангаралах и на плато Хараелах Е.Н.Ленькиным, О.А.Дожиковым и В.А.Федоренко отмечаются отдельные покровы и локально развитые пачки щелочных субультраосновных эффузивов, названных анкарамитовыми базальтами.

Значительно большее распространение получили трахибазальты, распространенные на северо-западе синеклизы в бассейне оз.Хантайское в кровле аянской свиты и выделенные в самостоятельную юряхскую толщу. Два покрова трахибазальтов отмечались Е.Н.Ленькиным в основании аянской свиты на северной оконечности Хараелахского плато.

Нижняя граница аянской свиты обнажается только на крыльях Тунгусской синеклизы. На ее северо-востоке аянская свита согласно ложится на туфы правобоярской свиты. По нашим данным, в нижней части разреза аянской свиты по мере движения от осевых частей синеклизы (бассейн оз.Аян) к ее северо-восточному крылу (низовья р.Аян) увеличивается количество мощных покровов анамезитов и уже в устье р.Аян анамезиты нижней части разреза свиты имеют отчетливое развитие и могут быть выделены в самостоятельную водопадную свиту. Резкое различие имеют аянская и водопадная свиты в бассейне р.Чангады. Водопадная свита здесь сложена мощными покровами анамезитов, в то время как вышележащая аянская свита, в отличие от ее стратотипа, представлена частым переслаиванием маломощных покровов пойкилоофитовых базальтов и прослоев вулканогенно-осадочных и вулканомиктовых пород.

Взаимоотношения правобоярской и водопадной - аянской свит

вскрываются на северо-восточном борту синеклизы на меридиане верхнего течения р. Аякли, оз. Нерангда, оз. Дюпкун (р. Котуй) и далее на юг к верхнему течению р. Котуйкан. В этом направлении последовательно происходит выклинивание сначала водопадной свиты, а затем, уже на широте р. Хулгэдякит (правый приток р. Котуй), ниже оз. Дюпкун, и аянской свиты. На этом отрезке с пирокластическими образованиями правобоярской свиты, или нижнекорвунчанской подсвиты, приходит в соприкосновение надаянский маркирующий покров. Еще южнее, в среднем течении р. Котуйкан, на правобоярскую свиту ложатся самые верхние горизонты лав нижнехоннамакитской подсвиты (ее мощность здесь составляет всего 20 м), которые выше по разрезу сменяются мощным 40-60 м делочинским покровом (рис. 15).

Непосредственные полевые наблюдения в верхнем течении р. Хеты, в бассейне р. Котуй и Чангада повсеместно фиксируют резкий контакт лав с правобоярскими туфами. Последовательное залегание все более высоких частей лавового разреза на туфах в направлении с севера на юг свидетельствуют о том, что пирокластические образования правобоярской свиты во время излияния лав были уже сформированы и служили препятствием на пути базальтового расплава.

На Норильском и западной части Хараелахского плато стратиграфическим и возрастным аналогом аянской свиты является локально распространенная моронговская свита, выделенная Г.Д. Масловым в 1959 г. и названная по г. Моронго, где впервые был описан ее стратотип. Соответствуя аянской свите по объему, она отличается тем, что в ее строении участвуют как маломощные невыдержанные по простиранию покровы афировых базальтов, так и мощные пачки вулканогенно-обломочных пород. Она согласно ложится на надеждинскую свиту и ее мощность варьирует от 280 до 400 м [29].

Норильские геологи делят свиту на 2 подсвиты. Разрез нижней подсвиты начинается горизонтом зеленовато-серых и красно-бурых

туфогенных пород основного состава, на который ложится пачка, состоящая из переслаивания потоков афировых базальтов и туфогенных пород. Выше залегает мощная пачка туфов от 50 до 140 м. Верхняя подсвита представлена чередованием покровов афировых, редко порфировых, базальтов и невыдержанных прослоев туфогенно-осадочных пород. На западе Норильской и Вологодчанской мульды и к югу от оз. Хантайского вулканогенно-обломочные породы слагают почти весь разрез свиты, а по направлению на север Хараелахского плато и на юго-восток к западному краю Тунгусской синеклизы доля туфогенного материала в разрезе составляет 7-10% и постепенно уменьшается [118].

Последовательное прослеживание пирокластических образований двурогинской свиты с юга на север позволяет коррелировать ее с туфогенной пачкой нижнеморонговской подсвиты. Подстилающие эту пачку базальты с прослоями туфогенных пород возможно сопоставлять с верхней частью надеждинской свиты, порфировые базальты которой на краю ареала своего распространения переходят в афировые разности. Появление в верхней части надеждинской свиты афировых базальтов отмечается и в других районах Тунгусской синеклизы. На северо-западном ее крыле они появляются в бассейне озер Хантайского, Кета, Глубокое, а на северо-восточном борту в разрезе аналога надеждинской свиты - чангадинской толщи, где по мере приближения к границе распространения последней увеличивается доля афировых лав и появляются прослои туфогенных пород (рис. 15). Повышенные количества прослоев вулканогенно-обломочных пород отмечаются для всех краевых участков полей распространения базальтовых свит.

Соответственно с аянской свитой сопоставляется только верхняя часть моронговской свиты. При этом ее разрез напоминает разрез

аянской свиты в бассейне р.Чангады, отличающийся от стратотипа переслаиванием базальтовых покровов и потоков и туфогенных прослоев.

Юряхская толща распространена в бассейне оз.Хантайское и представлена пачкой трахибазальтовых покровов и подстилающим их горизонтом туфогенных пород основного состава. Впервые она была описана Я.И.Полькиным на руч.Юрях в 1960 г. и выделялась в составе хоннамакитской свиты. Позднее было установлено, что трахибазальты юряхской толщи являются возрастным аналогом верхней части аянской свиты. Мощность юряхской толщи варьирует от 0 до 150 м.

Появление трахибазальтов в кровле аянской свиты имеет большое стратиграфическое значение. Аналоги юряхских трахибазальтов обнаружены в разрезе скважины на восточной оконечности Норильского плато в кровле моронговской свиты. Нами в верхнем течении р. Микчанды в кровле аянской свиты закартирован один покров трахибазальтов. В среднем течении р.Северной на меридиональном ее отрезке в верхней части пирокластической толщи двурогинской свиты М.И.Митрошиным отмечались I-4 покрова трахибазальтов общей мощностью в 20-30 м. На юго-востоке Тунгусской синеклизы в бассейне р.Средняя Кочема иркутскими геологами в кровле нижнекорвунчанской подсвиты на ряде участков отмечались отдельные покровы трахибазальтов.

Синхронизация проявлений трахибазальтового магматизма подтверждает сопоставление нами двурогинской свиты только с нижней грубообломочной частью корвунчанской свиты. В конце аянского времени на отдельных периферийных участках туфолавого поля изливались трахибазальты, перекрывая и пирокластический горизонт двурогинской-учаминской свит и аянские лавы. Нормальный базальтовый состав туфогенных прослоев внутри юряхской толщи указывает на то,

что во время ее формирования происходил размыв туфов двурогинской и учаминской свит.

Все вышележащие образования относятся к путоранскому биостратиграфическому горизонту, выделенному Г.Н.Садовниковым по путоранской серии [91] со стратотипом, расположенным на р. Нижняя Тунгуска между пос. Нидым-Тура. Первоначально для него было использовано название мокулаевский [102]. По различиям в составе флористических ассоциаций Г.Н.Садовников предлагает разделить путоранский горизонт на два подгоризонта. Граница между ними проводится на севере синеклизы по подошве верхненеракарской и верхне-хараелахской подсвит, а в центральных районах по подошве кочечумской свиты. На стратиграфических схемах, предложенных геологами НИИГА [25, 71, 84] эта граница примерно соответствует границе между нижним и средним триасом и проводится по подошве неракарской свиты.

Лавы путоранской серии представляют собой ритмичное переслаивание пачек тонкозернистых базальтов преимущественно с микро-долеритовой и толеитовой структурами и пачек мелко-среднезернистых базальтов с пойкилоофитовой структурой. Первые образуют выдержанные маркирующие покровы, нередко подстилаемые регионально распространенными туфогенными горизонтами (рис. 21, 22, 6, 8).

Хоннамакитская свита выделена Я.И.Полькиным в 1956 г. на западной оконечности оз. Аян в центральной части гор Путорана [82]. Она распространена на большей площади лавового поля Тунгусской синеклизы и ее мощность достигает на отдельных участках 700 м.

Нижняя граница хоннамакитской свиты на севере синеклизы проводится по подошве вулканомиктового горизонта, либо по подошве лежащего на нем мощного маркирующего надаянского покрова, представленного плагиофировыми базальтами. На краях ареала распростра-

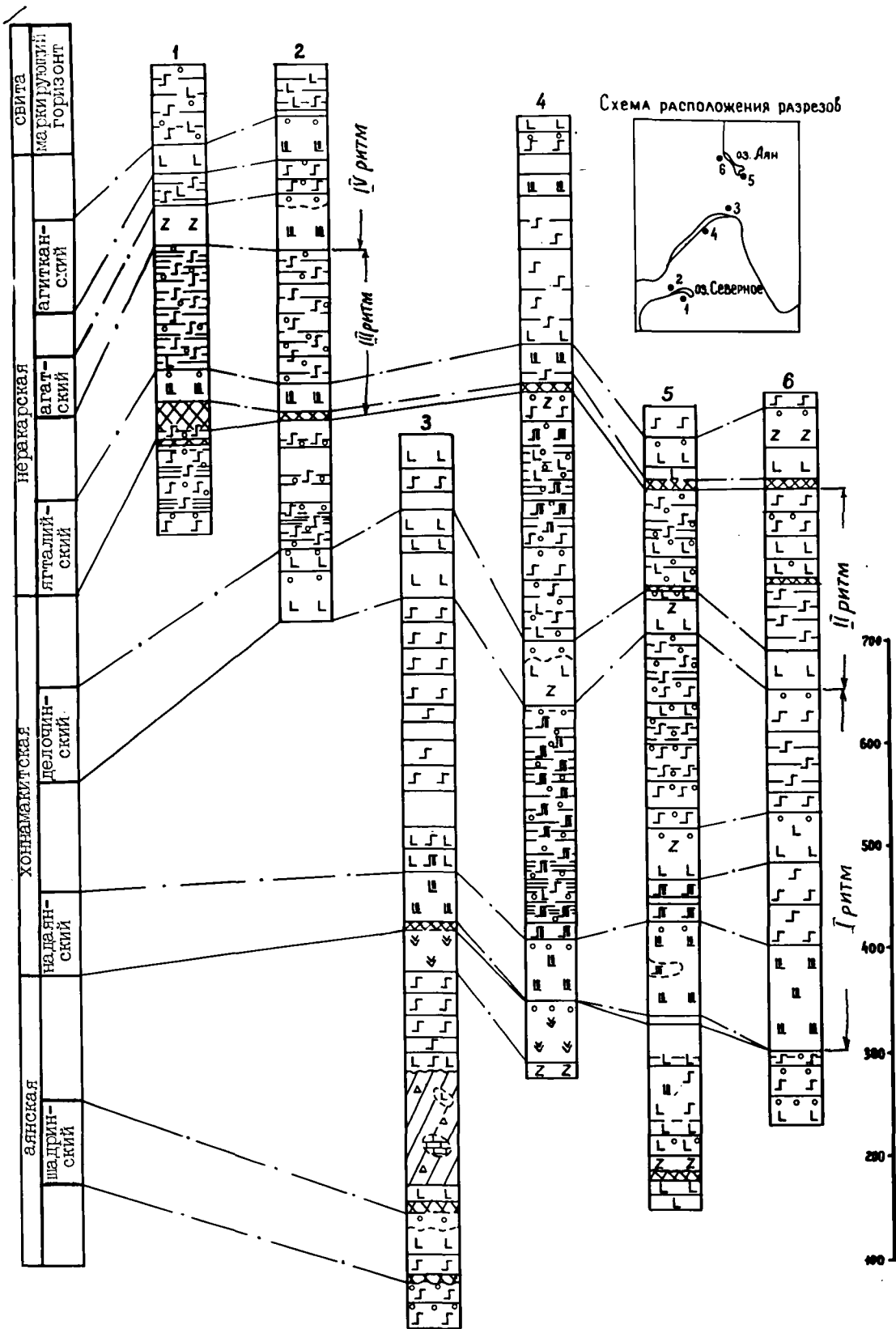


Рис. 21 СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ РАЗРЕЗОВ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ПУТОРАНСКОЙ СЕРИИ

/составлена по материалам автора/

нения свиты и в центральных районах синеклизы в подошве нидымской свиты, являющейся аналогом хоннамакитской, широко развиты горизонты шаровых лав. Верхняя граница хоннамакитской свиты проводится по подошве ягталийского (топалийского) маркирующего покрова, либо по подошве подстилающего его вулканомиктового горизонта.

Хоннамакитская свита представлена чередованием потоков и покровов плагиофировых и афировых базальтов преимущественно с интерсертально-пойкилоофитовой, реже толеитовой структурами основной массы. Иногда в ее составе появляются отдельные покровы анамезитов, плагиофировых и оливин-плагиофировых базальтов. Нередки вулканомиктовые и туфогенные прослойки, доля которых постепенно увеличивается к краям ареала распространения свиты.

Севернее широты оз. Бильчаны (р. Тутончана) в средней части свиты выделяются I-2 покрова афировых тонкозернистых базальтов, которые образуют делочинский маркирующий горизонт. Он разделяет хоннамакитскую свиту на две подсвиты. В состав нижней подсвиты входит надаянский маркирующий горизонт и мощная серия мелких покровов, преимущественно плагиофировых базальтов с интерсертально-пойкилоофитовой структурой. Ее мощность варьирует от 60 до 400 м. Верхняя подсвита состоит из делочинского горизонта и вышележащей серии более мощных и выдержанных покровов преимущественно афировых базальтов с интерсертально-пойкилоофитовой структурой. Ее мощность меняется от 90 до 440 м.

В бассейне верхнего течения р. Тутончана (междуречье Хурингда и Ванга) хоннамакитская свита имеет иное строение. Здесь она представлена мощной толщей агломератовых и среднеобломочных базальтовых туфов, которые вверх по течению р. Тутончаны постепенно замещаются лавами. Вероятно в хоннамакитское время на этом участке действовал крупный палеовулкан центрального типа (рис. 8).

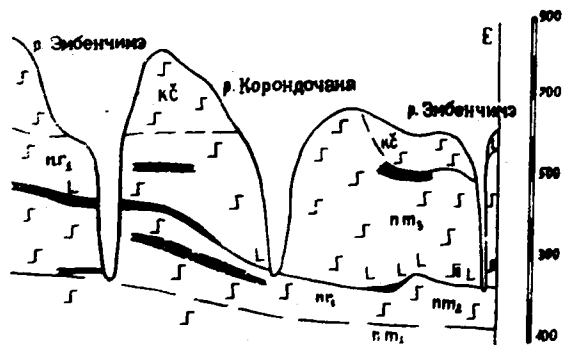
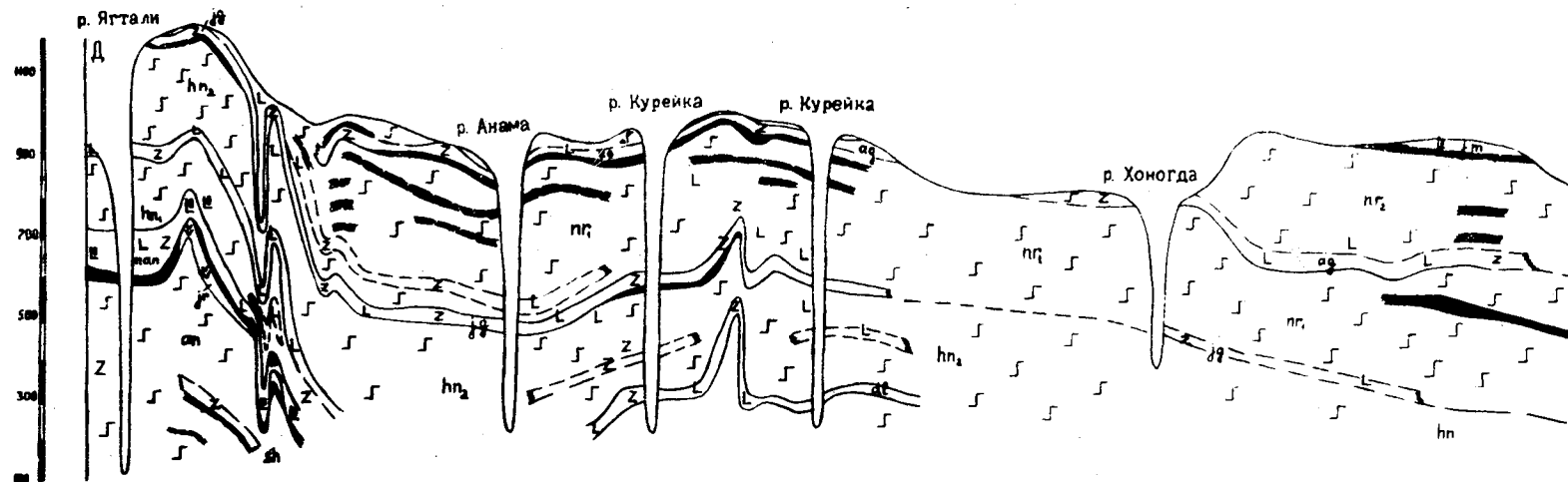
В бассейне рек Горбиачин, Северная и нижнего течения Курейки нижнехоннамакитская подсвета ранее ошибочно сопоставлялась с логанчинской, а верхнехоннамакитская подсвета с аянскими свитами северо-запада Тунгусской синеклизы. Позднее подсветы в этом районе были названы лангильской и исянской свитами и сопоставлялись с нидымской и кочечумской свитами стратиграфической схемы, принятой ПГО "Аэрогеология" для бассейна р. Ниж. Тунгуска. Нами с хоннамакитской свитой сопоставляется только лангильская свита, а вышележащая исянская свита является литолого-стратиграфическим аналогом нижнееракарской подсветы (рис. 8).

На северо-западе Тунгусской синеклизы аналогом хоннамакитской свиты является мокулаевская свита, выделенная Д.А. Додиным и В.С. Голубковым в 1959 г. на руч. Мокулай. От хоннамакитской свиты она отличается тем, что ее средняя и верхняя части сложены преимущественно покровами анамезитов с подчиненным количеством базальтов с интерсертально-пойкилоофитовой структурой. Мощность свиты колеблется от 300 до 520 м [84].

Появление в разрезе путоранской серии Норильского района большого количества мощных покровов базальтов затрудняет выделение ритмов и их элементов. Только благодаря значительной плотности имеющихся на эту территорию разрезов удается увязать и скоррелировать лито-стратиграфические подразделения путоранской серии, выделенные различными авторами в Норильском районе (табл. 7).

На юго-западе, юго-востоке и в центральных районах Тунгусской синеклизы (бассейн р. Нижней Тунгуски) в краевой области ареала распространения хоннамакитской свиты надаянский и делочинский покровы отсутствуют и лавы хоннамакитской свиты переходят в нидымскую свиту (рис. 8, 15, 23, 25).

Нидымская свита выделена в 1958 г. А.А. Боручинкиной и Н.Г. Аркусом на р. Ниж. Тунгуске между пос. Тура и Нидым под названием



На стр. 92

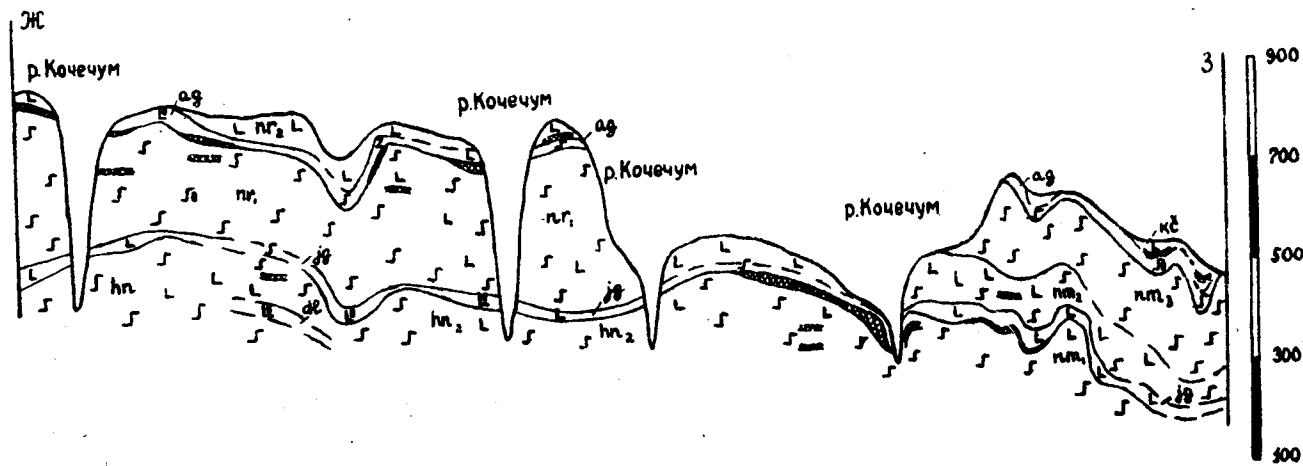
Рис. 23 Структурно-фациальный разрез по линии Д-Е

СОПОСТАВЛЕНИЕ СХЕМ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ТРИАСОВОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ПУТОРАНСКОЙ СЕРИИ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Таблица 7

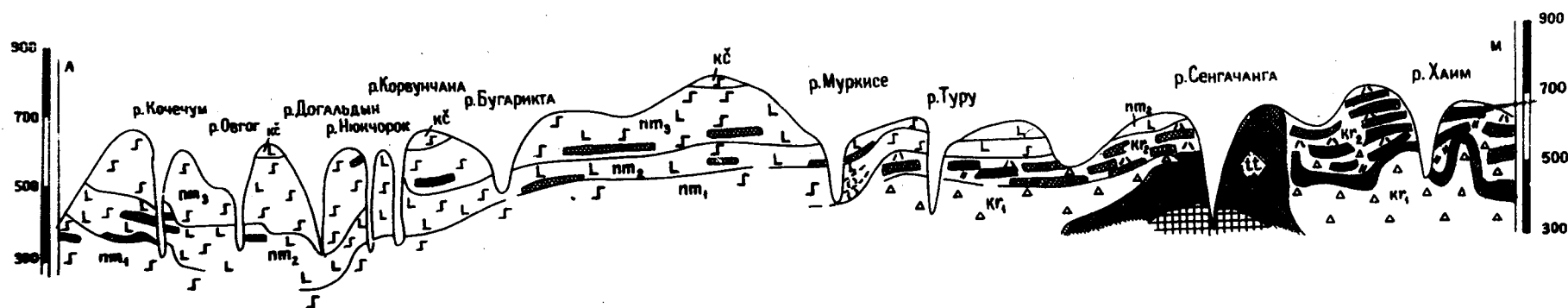
Схема НКГРЭ		С х е м ы Н И И Г А										Схема ВСЕГЕИ			
Дюжинов О.А., Федоренко В.А., 1978г. плато Хараелах		Додин Д.А., 1963г. Нижнее течение р.Микчанды		Тараховский А.Н., 1965г. Верхнее течение р.Микчанды		Иванов М.К., 1962г. Восточная оконечность оз.Ламы		Марковский В.А., 1963г. оз.Собацье		Иванова Т.К., 1964г. оз.Глубокое		Нагайцева Н.Н., 1963-65гг. оз.Хантайское-Хаканча		Дараган-Суцов П.И., 1963г. Норильский район	
Самоедская свита												Самоедская свита			
Кумгинская свита												Кумгинская свита		Кумгинская свита	
Хараелахская свита	Четвертая пачка	Хараелахская свита		Верхняя подсвита		Хараелахская свита		Верхняя подсвита		Хараелахская свита		Верхняя подсвита		Хараелахская свита	
	Третья пачка			Нижняя подсвита											
	Вторая пачка			Верхняя пачка											
	Первая пачка			Нижняя подсвита											
Мокулаевская свита	Четвертая пачка	Мокулаевская свита		Нижняя пачка		Мокулаевская свита		Нижняя подсвита		Мокулаевская свита		Нижняя подсвита		Мокулаевская свита	
	Третья пачка			Верхняя подсвита											
	Вторая пачка			Нижняя подсвита											
	Первая пачка			Верхняя пачка											
Хоннамакитская свита	Верхняя подсвита	Хоннамакитская свита		Верхняя подсвита		Хоннамакитская свита		Средняя подсвита		Хоннамакитская свита		Верхняя пачка		Хоннамакитская свита	
	Нижняя подсвита			Нижняя подсвита				Нижняя подсвита				Нижняя пачка			
				Верхняя подсвита				Верхняя подсвита				Верхняя пачка			
				Нижняя пачка				Нижняя пачка				Нижняя пачка			

на стр. 93



На стр. 94

Рис. 24 Структурно-фациальный разрез по линии I-3



На стр. 94

Рис. 25 Структурно-фациальный разрез по линии II-III

туринской. Первоначально к ней относилась толща эффузивов до 160 м мощности с размывом залегающая на туфах корвунчанской свиты. Позже ее объем был увеличен за счет вышележащей кочечумской свиты и эта часть разреза получила название верхненидымской подсвиты, а собственно нидымская свита перешла в нижненидымскую подсвиту [5]. На табл. I с хоннамакитской свитой сопоставляется нижненидымская подсвита и нижняя часть верхненидымской подсвиты, выделенная в среднем течении р. Кочечум, как средненидымская подсвита.

Последовательное сопоставление частных разрезов позволило изменить схему корреляции лито-стратиграфических подразделений пуноранской лавовой серии северных и южных районов синеклизы. На рис. 15 ягталийский маркирующий покров прослежен до устья р. Кочечум и разделяет здесь ниже- и верхненидымскую подсвиты. Делчинский покров на междуречье Котуйкан-Кочечум погружается ниже уреза воды и южнее на современной поверхности не вскрывается. Таким образом с нижненидымской подсвитой сопоставляется целиком вся хоннамакитская свита.

Малая плотность разрезов на отрезке профиля между реками Котуйкан-Ниж. Майгунгда снижает достоверность выделения ягталийского покрова. Большое количество частных разрезов имеется вдоль профиля по р. Кочечум, который проходит в 20-30 км к юго-западу от предыдущего (рис. 24). Здесь ягталийский покров однозначно разделяет нижнюю и верхнюю подсвиты и четко фиксирует переход хоннамакитской свиты в нижненидымскую подсвиту.

Нижненидымская подсвита представлена преимущественно мало-мощными покровами и потоками пойкилоофитовых и миндалекаменных базальтов с прослоями и линзами вулканомиктовых и вулканокластических пород, которые доминируют на периферии ареала распространения хоннамакитского горизонта. В основании подсвиты нередко

встречаются линзы и горизонты шаровых лав. Мощность нижненидымской подсвиты варьирует от нескольких до 160 м.

Строение нижненидымской подсвиты различно в разных участках Тунгусской синеклизы. Она залегает то на пирокластических породах нижнекорвунчанской подсвиты, то на вулканогенно-осадочных образованиях верхнекорвунчанской подсвиты. В центральных районах синеклизы лавы нижненидымской подсвиты ложатся на иргактинскую толщу бугариктинской свиты и в этом случае граница между ними проводится вполне определенно. На краях ареала своего распространения нижненидымская подсвита отличается от своего стратотипа и представляет собой чередование маломощных покровов и вулканогенно-осадочных пачек. На этих площадях ее граница с подстилающей корвунчанской свитой проводится условно по появлению в разрезе первых покровов базальтов.

Неракарская свита выделена в 1956 г. А.А.Межвилком в бассейне верхнего течения р.Курейки. Она повсеместно согласно залегает на лавах хоннамакитской свиты. Ее нижняя граница проводится по подошве туфогенного горизонта или лежащего на нем ягталийского покрова, представленного анамезитами и плагиофировыми базальтами. Верхней границей неракарской свиты служит подошва ямбуканского маркирующего покрова, либо подстилающий его горизонт туфогенных пород.

В полном объеме свита сохранилась лишь в осевой части Тунгусской синеклизы. Ее мощность варьирует в значительных пределах от 150 до 750 м.

Разрез неракарской свиты сложен покровами базальтов с интерсертально-пойкилоофитовой структурой и анамезитами, реже распространены плагиофировые и оливин-плагиофировые разности. Повсеместно присутствуют многочисленные прослой и линзы туфогенных пород,

количество которых значительно возрастает к краю ареала распространения свиты.

На севере Тунгусской синеклизы в средней части свиты широко распространен агитканский (калтаминский по [47]) маркирующий покров анамезитов, обычно подстилаемый туфогенным горизонтом, по подошве которого неракарская свита делится на две подсвиты. Иногда в строении агитканского горизонта участвуют 2 покрова, разделенных туфогенным прослоем.

Нижненеракарскую подсвиту обычно слагают маломощные покровы и потоки полнокристаллических пойкилоофитовых и миндалекаменных базальтов, реже появляются покровы анамезитов, количество которых на отдельных участках заметно возрастает. Нередки линзы и прослой вулканогенно-осадочных пород, реже шаровых лав и известняков. В основании подсвиты выделяют 1-2 покрова анамезитов либо тонкозернистых плагиофировых базальтов, образующих вместе с подстилающими их вулканогенно-осадочными породами маркирующий горизонт, который на севере синеклизы получил название ягталлийский, а на юге - топалийский. В бассейне рек Тымерокан, Энде, на участках озер Северное и Агата в верхней части подсвиты залегает мощный выдержанный покров анамезитов или плагиофировых базальтов, названный агатским. Мощность нижненеракарской подсвиты варьирует от 80 до 430 м.

В строении верхненеракарской подсвиты участвуют преимущественно афировые базальты с интерсертально-пойкилоофитовой структурой и анамезиты, которые образуют более мощные покровы со слабо развитыми миндалекаменными зонами. Количество вулканогенно-осадочных прослоев заметно меньше, чем в нижней подсвите. В основании залегает агитканский маркирующий горизонт. Мощность подсвиты 50-500 м.

На Хараелахском плато аналогом неракарской свиты является

хараелахская свита, выделенная В.С.Голубковым и Д.А.Додиним в 1959 г. Большое количество мощных покровов, участвующих в строении хараелахской свиты не позволяет уверенно разделять ее на 2 подсвиты (табл. 7). В средней части верхнехараелахской подсвиты Е.Н.Ленькиным на Хараелахском плато отмечались 2 покрова трахибазальтов. Мощность хараелахской свиты составляет 470-600 м.

В бассейне рек Горбиачин, Курейка и Северная вулканогенные образования неракарской свиты ранее ошибочно были отнесены к хоннамакитской свите, а в бассейне верхнего течения р.Котуй - к ямбуканской свите [36]. В центральных районах Тунгусской синеклизы в области развития нидымской и кочечумской свит с нижнеракарской подсвитой сопоставляется вся верхненидымская подсвита (табл. 5), а с верхненеракарской подсвитой - кочечумская свита (рис. 15, 23, 24).

На юге Тунгусской синеклизы верхненидымская подсвита нередко имеет двучленное строение. Нижняя ее часть сложена вулканогенно-осадочными, преимущественно вулканомиктовыми, породами, а верхняя - в основном покровами базальтов с интерсертально-пойкилоофитовой структурой. Нижнюю пачку было предложено выделять в чуваканские слои со стратотипом на северном отроге Таймурских гор, а верхнюю пачку - в кондаканские слои со стратотипом в среднем течении р.Кондакан [5].

Вулканогенно-осадочный состав нижней пачки верхненидымской подсвиты отмечается лишь по периферии поля ее распространения. В бассейне рек Горбиачин и Северная ей соответствует нижеисяснская [14] подсвита (рис. 8), а в бассейне р.Воеволи-Хан - нижнекочечумская подсвита [36]. В нижнем течении рек Ямбукан и Кочечум в разрезе нижней пачки появляются потоки базальтов с интерсертально-пойкилоофитовой структурой (нижнекондаканская подсвита по В.П.Белозерову). Еще в более северных районах в среднем тече-

нии р.Кочечум в составе этого литолого-стратиграфического горизонта доминирующее развитие получают эффузивы. Вулканогенно-осадочные породы уменьшают свою мощность от 90 до 5-40 м и на них ложится серия мощных покровов анамезитов перемежающихся потоками базальтов с пойкилоофитовой структурой и прослоями вулканогенно-осадочных пород. Нижний покров анамезитов соответствует ягталийскому покрову. На табл. I нижняя пачка верхненидымской подсвиты выделена в средненидымскую подсвиту. Мощность пачки составляет 80-280 м.

Строение верхней пачки верхненидымской подсвиты (верхнекондаканская подсвита по В.П.Белозерову) также различно в зависимости от положения разреза относительно края ареала ее распространения. В районе стратотипа она представлена чередованием вулканогенно-осадочных пород, нередко плагиофировых базальтов, редкими линзами шаровых лав. В таком объеме она по составу и строению соответствует верхнеисянской и верхнекочечумской подсвитам [14, 36] района бассейна рек Горблячин, Северная и Воеволи-Хан. Далее на север в бассейне р.Кочечум она выделяется как верхненидымская подсвита (табл. I) и представлена чередованием маломощных потоков базальтов с интерсертально-пойкилоофитовой структурой и горизонтами вулканогенно-осадочных пород. На схеме автора (табл. 5) верхненидымская подсвита соответствует верхней части нижнееракарской подсвиты. Мощность верхненидымской подсвиты варьирует от 40-220 м в районе стратотипа до 180-260 м в более северных районах.

На нидымскую свиту согласно ложится кочечумская свита, выделенная А.А.Боручинкиной и Н.Г.Аркусом в бассейне среднего течения р.Нижней Тунгуски в 1958 г. Она также делится на две подсвиты. Нижнекочечумская подсвита представлена преимущественно вулканомиктовыми породами, мощность которых по мере движения от периферии лавового поля к его центру постепенно уменьшается от

60–80 м до 10–15 м и в северных частях Тунгусской синеклизы они переходят в вулканомиктовый горизонт, подстилающий агитканский покров. Верхнекочечумская подсвета представлена в основном покровами базальтов с интерсертально-пойкилоофитовой структурой со слабо развитыми миндалекаменными зонами [5]. В подошве верхней подсветы, как правило, залегает мощный агитканский покров тонкозернистых базальтов.

В бассейне рек Северная, Горбиачин и нижнем течении Курейки кочечумской свите соответствует кумптонская толща [14], а в бассейне р. Воеволи-Хан – ямбуканская свита [36].

На востоке Тунгусской синеклизы в бассейне рек Турукан, Туру и верховьев Вилюя по результатам группового аэрофотогеологического картирования было предложено иное расчленение разреза лавовой толщи. Нижняя часть разреза, лежащая на пирокластических образованиях корвунчанской свиты, была выделена в нидымскую свиту, которая соответствует собственно нидымской (туринской) свите в первоначальном ее объеме. Все вышележащие образования отнесены к кочечумской свите и делятся на 3 подсветы. Две нижние подсветы сопоставляются с средне- и верхне-нидымской подсветами схемы, утвержденной МСК, а верхнекочечумская подсвета соответствует собственно кочечумской свите стратотипа.

В результате картирования этой территории на ее восточной окраине была выделена анаунская свита, слагающая ряд изолированных массивов в верховьях р. Туру и ее притоков рек Вавы и Улахан-Вавы. Она представлена чередованием мощных покровов хорошо раскристаллизованных массивных плагиофировых базальтов и вулканогенно-осадочных пород, доля которых увеличивается к краю лавового плато. По мнению выделивших ее геологов она на различных участках ложится на верхнепермские угленосные образования, пирокластические породы ниже- и верхнековунчанской подсвет и даже на лавы

нидымской свиты и среднекочечумской подсвиты. Эта точка зрения отражена на табл. I, где анаунская свита синхронна всей нидымской свите. В то же время этими исследователями отмечалось сходство внешнего облика и химического состава базальтов анаунской свиты с базальтами нижнекочечумской подсвиты.

Последовательная корреляция разрезов этой территории свидетельствует о параллелизации анаунской свиты с нижнекочечумской подсвитой (средненидымская подсвита региональной схемы 1978 г.). Залегание анаунской свиты на различных стратиграфических подразделениях обусловлено положением разрезов относительно края лавового плато. По мере движения от центральных районов лавового поля к его периферии нижнекочечумские лавы последовательно перекрывают нидымские, верхнекорвунчанские, нижнекорвунчанские и, даже, верхнепермские образования (рис. 25). Такая же ситуация наблюдается и на юго-западной окраине синеклизы, где в верховьях рек Дегали, Бахты и Учами базальты нидымской свиты выпадают из разреза и на пирокластические образования нижнекорвунчанской подсвиты ложатся базальты кочечумской свиты.

Ямбуканская свита выделена А.А.Боручинкиной и Н.Г.Аркусом в 1958 г. в бассейне среднего течения р.Нижней Тунгуски. Она распространена лишь в осевой, наиболее погруженной части синеклизы и слагает останцы водоразделов рек Виви-Ямбукан-Тембенчи-Эмбенчимэ. Видимая ее мощность не превышает 220 м.

Ямбуканская свита согласно залегает на кочечумской свите. Она подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижнеямбуканская подсвита сложена преимущественно вулканомиктовыми плитчатыми породами, уменьшающими свою мощность от 90 м на краю ареала распространения свиты до 5-10 м в осевых и, особенно, северных районах синеклизы. Верхнеямбуканская подсвита представлена чере-

дованием потоков и покровов базальтов с вулканомиктовыми прослоями. В отличие от кочечумской свиты, в составе ямбуканской свиты появляется много мощных покровов плагиофировых тонкозернистых базальтов. В подошве подсвиты повсеместно развит маркирующий ямбуканский покров плагиофировых базальтов [5].

Аналогами ямбуканской свиты на плато Путорана является негуиконская свита, выделенная Я.И.Полькиным на р.Негу-Икон и кумгинская свита, выделенная В.А.Марковским в 1962 г. на р.Кумге в северо-западной части Хараелахского плато. В направлении с юга на север в составе ямбуканской-кумгинской свит увеличивается доля мощных покровов плагиофировых базальтов и уменьшается количество и суммарная мощность вулканомиктовых прослоев. В этом же направлении уменьшается миндалекаменность покровов. Мощность кумгинской свиты варьирует от 160 до 210 м.

Самоедская свита венчает разрез туфолавовой толщи Тунгусской синеклизы. Она выделена Е.Н.Ленькиным в 1963 г. в бассейне р.Самоедская Речка и на водоразделе рек Икон и Кыстыктах и в настоящее время сохранилась только в пределах Хараелахского плато [25].

Самоедская свита представлена покровами анамезитов и афировых базальтов с интерсертально-пойкилофитовой структурой с редкими вулканомиктовыми прослоями. Миндалекаменные зоны у покровов развиты слабо. В верхней части свиты локально развиты маломощные покровы плагиофировых базальтов. Мощность свиты достигает 790 м.

IV. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Классификация вулканогенных пород Тунгусской синеклизы проводилась исследователями по различным принципам. В качестве делящего признака всей совокупности обычно использовались петрохимические характеристики. Выделялись петрохимические серии [108]

или петрохимические классы [86, 24] по суммарному содержанию щелочей в породе, петрохимические ряды по сумме петрохимических признаков [114], использовался коэффициент фракционирования [47]. Разделение серий, рядов или классов велось по минералогическим и одновременно структурно-текстурным признакам. Предлагались классификации в которых группы пород выделялись при одновременном использовании химических, минералогических и структурных признаков [44].

Несоблюдение последовательного группирования классов по одному признаку привело к нарушению логических правил дихотомического деления и требования иерархичности классификации [121]. В один класс пород попадали выделенные по минералогическому и структурному признаку, например, базальты с толеитовой структурой, анамезиты, плагиофировые базальты, цеолит-содержащие базальты и т.д. Хотя последние могут обладать как толеитовой, так и микродолеритовой структурами основной массы и содержать фенокристаллы плагиоклаза. В результате такого подхода к классификации усложняется номенклатура пород, что отрицательно сказывается на выявлении закономерностей геологического строения и развития территории.

В последние годы весьма продуктивным явилось формационное направление в геологических исследованиях. Оно позволяет с единых позиций подходить к сложным объектам, группируя их по естественной парагенетической связи в формации, которые выделяются как реально существующие геологические тела, обособленные от смежных с ними тел по особенностям своего состава и строения. Сходные по составу и происхождению формации объединяются в семейства, которые в целом отвечают семействам принятым в систематике магматических пород в координатах кремнекислотность — общая щелочность. Для вулканогенных образований Тунгусской синеклизы конкретный формационный тип соответствует виду магматической породы [42].

Дальнейшее более дробное разделение пород внутри формационного типа определяется целью исследования и в качестве классификационных используются структурные, текстурные, минералогические и любые другие признаки, от более важных к менее существенным.

Пермо-триасовые вулканические и вулканогенно-осадочные породы Тунгусской синеклизы относятся к 4-м семействам магматических формаций [39]. По способу образования они делятся на эффузивные, пирокластические и вулканогенно-осадочные типы, которые главным образом относятся к семейству основных пород (траппов) и соответственно представлены толеит-базальтовой, туфо-агломератовой и туффиито-песчаной формациями. Значительно меньшее распространение имеют вулканогенные образования других семейств пород: щелочно-основного, основного-ультраосновного и щелочно-ультраосновного составов. К ним относятся трахибазальты юрхской толщи и титан-авгитовые и андезиновые базальты ивакинской свиты, принадлежащие к трахибазальтовой формации, пикритовые базальты гудчихинской и туклонской свит Норильского и Хараелахско-Глубокоозерского районов - к пикрит-базальтовой формации, полевошпатовые пикритовые трахибазальты р.Аян и анкарамитовые базальты моронговской свиты Норильского района, тяготеещие к пикрит-меланефелинитовой эффузивной формации.

Т о л е и т - б а з а л ь т о в а я ф о р м а ц и я

Толеит-базальтовые лавы образуют многочисленные покровы и потоки, которыми сложено большинство стратиграфических подразделений вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы. Макроскопически базальты представляют собой кайнотипные темно-серые породы с массивной, миндалекаменной или шаровой текстурой. Миндалекаменные базальты, как правило, слагают верхнюю шлаковую зону покровов, объем которой составляет от 1/5 до 4/5 мощности покрова. Иногда

миндалекаменность отмечается для целой серии потоков, реже покровов, и, в этом случае составляет характерную особенность разреза. Шаровые лавы распространены локально.

Наблюдения над взаимоотношением и последовательностью напластования различных покровов в разрезе вулканогенной толщи показали, что всю совокупность массивных толеитовых базальтов можно разделить на две группы, которые легко различаются макроскопически в полевых условиях и по ним весь разрез расчленяется на пакеты [20] .

Первая группа покровов представлена афанитовыми скрытокристаллическими базальтами, слагающими мощные покровы устойчиво сохраняющиеся в разрезе на большие расстояния. Они обычно образуют маркирующие покровы и слагают II-ой элемент ритма (гл. II) в ритмично построенных сериях. Мощность таких покровов составляет 30-60 м, реже увеличиваясь до 150 м (надаянский маркирующий покров). Латеральное распространение покрова зависит от его мощности и обычно варьирует от нескольких десятков до сотни километров, достигая 300-400 км для наиболее мощных покровов [48] . Помимо маркирующих покровов ритмично построенной пугоранской серии (рис. 6, 8, 22), мощные покровы афанитовых скрытокристаллических базальтов широко распространены в аянской, надеждинской и ее аналоге чангадинской, и гудчихинской свитах.

Кроме значительной мощности, отличительной чертой базальтовых покровов первой группы является полигональная столбчатая отдельность. При этом для мощных покровов нередко отмечается двухчленное строение: ~~нижняя~~ часть покрова имеет вертикальную толстостолбчатую отдельность, а его верхняя часть приобретает веерообразную тонкостолбчатую отдельность. Подобное строение мощных базальтовых покровов типично для современных гавайских лав [55] . Оно обусловлено неровной внешней поверхностью базальтового потока и

влиянием охлажденных поверхностей, ограничивающих его. Часто к верхним частям мощных покровов приурочены кластолавы, образующиеся при взламывании верхней части застывшего потока напором жидкой лавы из внутренних частей потока, которая цементирует образовавшиеся обломки. Миндалекаменные зоны для покровов скрытокристаллических базальтов обычно не превышают $1/4$ мощности покрова.

Вторая группа покровов представлена полнокристаллическими базальтами с характерной горошчатой текстурой на выветрелой поверхности образца. Полнокристаллические базальты слагают быстро выклинивающиеся на протяжении первых километров маломощные (от I до 15 м) потоки и покровы составляющие крупные пачки, которые тоже устойчиво прослеживаются по латерали. Пачки соответствуют верхним элементам ритмов паторанской серии. В нижней части разреза вулканогенной толщи маломощные покровы и потоки полнокристаллических базальтов широко распространены в сыверминской, туклонской и аянской свитах. Значительно реже они встречаются в гудчихинской свите. Важными картировочными признаками этой группы покровов являются матрацевидная, реже плитообразная, отдельность и значительная мощность (до $4/5$ покрова) миндалекаменных зон, образующих карманы и линзы в теле покрова. Кровля этих покровов обычно неровная.

Микроскопическое изучение показало, что количественно-минералогический состав в базальтах обеих групп довольно постоянен и его вариации, в отличие от набора петрографических структур, очень незначительны. По структурным особенностям массивные базальты делятся на порфировые и афировые разновидности. По минералогическому составу фенокристаллов выделяются плагиофировые, оливинофировые, пироксенофировые и полифировые базальты. В зависимости от количества стекла в мезостазиесе и взаимоотношению составных

частей структура основной массы скрытокристаллических базальтов делится на микродолеритовый, толеитовый, офитовый и долеритовый типы, а полнокристаллических базальтов — на толеит-пойкилоофитовый и интерсертально-пойкилоофитовый типы.

Помимо перечисленных типов структур в массивных базальтах, пользующихся доминирующим развитием, базальты с интерсертальной, гиалопилитовой и гиалиновой структурами почти не образуют самостоятельных тел, за исключением шаровых лав в нижнехоннамакитской и нижнеидымской подсвитах, и встречаются только в единичных маломощных потоках. Зато в миндалекаменных зонах всех типов базальтов эти структуры получают преимущественное развитие. Миндалекаменные базальты как правило интенсивно автометаморфизованы: плагиоклаз пелитизирован, цеолитизирован, карбонатизирован, вулканическое стекло замещается идингситом, хлоритом и смектитом. Миндалины шлаковых зон покровов составляют до 40% объема породы и выполнены цеолитом, хлоритом, карбонатом, кварцем, которые развиваются в газовых пустотах и по основной массе породы.

Типы структур в базальтах не являются дискретными и, иногда, отмечается переход одних структурных разновидностей в другие. Например, в мощных покровах центральная часть может быть сложена среднезернистым пойкилоофитовым базальтом, в то время как краевые зоны представлены мелкозернистыми базальтами с микродолеритовой и интерсертальной структурами. Такие покровы отмечались нами в бассейне оз. Дюпкун на р. Курейке, верхнем течении р. Северной, в Большеавамской мульде в различных свитах путоранской серии. Под микроскопом базальты с различным типом структур иногда встречаются в пределах одного шлифа. Взаимопереходы структурных разновидностей базальтов имеют место и в пределах маркирующих покровов.

Тем не менее, в общем, скрыто- и полнокристаллические базальты образуют выдержанные на площади пачки пород, которые прослежи-

ваются на значительные расстояния и образуют устойчивые стратиграфические единицы. Последние, сменяя друг друга во времени, обуславливают ритмический характер строения толщи [II5, 22, 21]. Мощные покровы афанитовых базальтов образуют на местности высокие скальные уступы, чередующиеся в рельефе с пологими плохо обнаженными участками выполненными пачками маломощных потоков и покровов пойкилоофитовых базальтов.

Важное значение для корреляции разрезов вулканогенной толщи имеют порфировые разновидности базальтов, которые нередко слагают целые свиты или отдельные мощные покровы. Порфировый облик имеет надеждинская и большая часть гудчихинской свиты. Порфировыми базальтами сложены надаянский и ямбуканский маркирующие покровы, а также частично ягталийский и агитканский. Для надеждинской свиты и, в меньшей мере, чангадинской толщи характерны полифировые базальты, в которых присутствуют одновременно вкрапленники оливина, пироксена и плагиоклаза. В литературе описаны базальты с сериально-порфировой структурой [45]. Следует отметить, что порфировые вкрапленники больше характерны для скрытокристаллических базальтов, в то время как в полнокристаллических базальтах с пойкилоофитовой структурой вкрапленники встречаются значительно реже и в меньшем количестве.

Химический состав неизмененных базальтов толеит-базальтовой формации очень однообразен: об этом свидетельствует низкая дисперсия содержаний основных петрогенных окислов (табл. 9). Вариации количественно-минералогического состава массивных базальтов обусловлены различным количеством стекла, лейкократовой и меланократовой составляющей пород и практически не зависят от типа структуры [III2, III]. Об этом же, в частности, свидетельствуют близкие отношения количества пироксена к плагиоклазу (пироксеновое

отношение) в базальтах разных структурных типов из некоторых провинций [128], а также произведенная серия замеров микролитов плагиоклаза по разрезу путоранской серии Большеавамской мульды, которая показала, что состав плагиоклаза постоянен (59-62% An), независимо от положения породы в разрезе и типа ее структуры. Дадим краткую петрографическую характеристику массивных базальтов по результатам их изучения в шлифах (около 1500 шл.).

Афанитовые скрытокристаллические базальты

Базальты с микроперлитовой структурой (анамезиты) представляют собой тонкозернистые афировые породы, состоящие из сетки сдвойникованных микролитов (0.05-0.15 мм) лабрадора (52-70% An) в количестве 40-50%, между которыми расположены 0.05-0.1 мм изометричные зерна авгита (35-45%). Иногда появляются отдельные кристаллы авгита (до 0.6 мм) в которые частично включены микролиты плагиоклаза. Этот случай можно рассматривать как зародыш пойкилоофитовой структуры. В процессе собирательной кристаллизации пироксена происходит рост пойкилокристаллов и уменьшаются промежутки между ними. В мезостазиесе увеличивается количество стекла. Данные рентгенометрического и силикатного анализа клинопироксенов из афировых базальтов путоранской серии показали, что они соответствуют авгитам и субкальциевым авгитам. Независимость состава пироксенов от положения в разрезе свидетельствует о близости составов исходных магм и условий их кристаллизации [85].

Оливин основной массы (до 5-8%) относится преимущественно к гиалосидериту, реже в оливинофировых базальтах - к хризолиту, очень мелкий (0.05-0.1 мм) и обычно замещен буолингитом и хлоритом. Рудный минерал (до 5%) представлен преимущественно магнетитом, ильменитом, реже титаномagnetитом, пиритом и халькопиритом. Стекло присутствует в незначительных количествах и локализуется

в отдельных крохотных (до 0,3 мм) участках, образуя микроинтерсертальную и гиалопилитовую структуры.

Базальты с толеитовой структурой пользуются наибольшим распространением в афанитовых базальтах. Микроскопически отличаются от предыдущих несколько большим размером зерен (до 0.2-0.25 мм) и, главным образом, большим количеством стекла (до 15%), которое локализуется на отдельных участках между микролитами плагиоклаза. По стеклу развиваются хлорит, палагонит, гидрослюдистые и глинистые (сметиты) минералы. Именно в базальтах с толеитовой структурой наиболее часто появляются гломероскопления кристаллов плагиоклаза, реже оливина и пироксена. Количество вкрапленников плагиоклаза иногда достигает 20% (надаянский покров). Под микроскопом плагиоклаз вкрапленников (до 3-4 мм) образует простые и полисинтетические двойники, зонален, нередко с резорбированными краями, образующимися за счет коррозии протокристалла расплавом. Плагиоклаз вкрапленников более основной и в зависимости от зоны кристалла варьирует от 60 до 85% An . Оливин во вкрапленниках редок (3-5%) и, обычно, нацело замещен боулингитом и серпентином, что свидетельствует о его первично магнезиальном составе. Протокристаллы пироксена еще более редки (1-3%). Они характерны лишь для пироксенофирмовых и полифирмовых базальтов надеждинской и чангадинской свит, где их размеры достигают 0.6 мм. По вкрапленникам пироксена, обедненным железистой составляющей [IOI], часто развивается хлорит.

Базальты с офитовой и долеритовой структурами достаточно редки. Они отмечались нами в нижнем течении р.Калтымы (приток р.Аян) в средней части хоннамакитской свиты и особенно характерны для базальтов чангадинской толщи, реже наблюдаются в покровах надеждинской свиты. Их отличительной чертой является больший размер

кристаллов плагиоклаза, образующих идиоморфные лейсты (до 0.5 мм длины), между которыми заключены 0.2-0.3 мм зерна пироксена и в меньшем количестве - оливина, а также такситовость, проявленная в обособлении лейкократовой и меланократовой составляющих породы. Для некоторых покровов базальтов чангадинской толщи характерно присутствие от 10 до 30% коричневого и черного вулканического стекла. Ввиду больших размеров кристаллов породообразующих минералов эти структуры обычно характерны для полнокристаллических структур, типичных для гипабиссальных пластовых интрузий (долеритов). Тем не менее, макроскопически породы не отличимы от остальных афанитовых скрытокристаллических базальтов.

Полнокристаллические пойкилоофитовые базальты

Базальты с толеит-пойкилоофитовой и интерсетально-пойкилоофитовой структурами являются среднезернистыми темными породами с горшчатой текстурой. Под микроскопом пойкилоофитовая структура представлена ойкокристаллами авгита с поперечником до 4 мм, в которые пойкилитово включены идиоморфные 0.3-0.5 мм лейсты плагиоклаза. Идиоморфизм плагиоклаза свидетельствует о его выделении из расплава до окончательной кристаллизации феррических минералов. Промежутки между крупными кристаллами пироксена заполнены гипокристаллической массой, состоящей из лейст плагиоклаза, зерен оливина, рудного минерала и вулканического стекла. В зависимости от строения промежутков между ойкокристаллами выделяем толеитовую и интерсетальную структуры. Последняя определяется сеткой плагиоклазовых лейст погруженных в вулканическое стекло. Доля меланократовых компонентов незначительна. Стекло обычно идингситизировано и палагонитизировано.

Ритмичное чередование в разрезе вулканогенной толщи базальтов

с скрыто- и полнокристаллическими структурами свидетельствует о генетическом значении структуры. Структура магматических пород определяется составом расплава, включая содержание летучих компонентов, и режимом его охлаждения. Ряд авторов объясняет ритмичное строение базальтовой толщи периодическими колебаниями содержания летучих компонентов в материнском расплаве [22, II7]. Следствием этого является большее количество водосодержащих минералов и степень окисленности железа в базальтах с пойкилоофитовой структурой [44]. Сравнение средних химических составов типичных скрыто- и полнокристаллических афировых базальтов из разреза ритмично построенной пугоранской серии показывает их полную идентичность (табл. 8). Другие исследователи считают, что афитовые базальты (анамезиты) образуются при излиянии потоков базальтов на минимально увлажненную поверхность, а пойкилоофитовая структура обусловлена контактом покрова с обводненными отложениями [94].

Представляется, что взаимодействием с водной средой можно объяснить лишь образование локально распространенных шаровых лав. Уже первые покровы мощных региональных пачек пойкилоофитовых базальтов быстро нивелировали почти ровную поверхность субстрата и последующие порции расплава изливались на неостывшую поверхность нижних покровов. О кратковременности промежутков между излияниями отдельных единичных потоков свидетельствует отсутствие признаков выветривания потоков и следов развития растительных покровов.

Предлагаемое нами разделение толеитовых базальтов Тунгусской синеклизы на два морфологических типа покровов скрыто- и полнокристаллических базальтов в целом соответствует двум основным разновидностям потоков базальтовых лав, установленных при изучении вулканов Гавайских островов: пахозхое (волнистые лавы) и аа

Химический состав афировых базальтов пудоранской серии
Большаевавской мульды

Таблица 8

Компоненты и характеристики	Афанитовый базальт		Горошчатый базальт	
	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ
SiO ₂	47.66	0.72	47.26	0.70
TiO ₂	1.32	0.13	1.27	0.24
Al ₂ O ₃	14.85	0.41	14.93	0.54
Fe ₂ O ₃	4.90	1.09	4.99	1.23
FeO	8.39	1.09	7.72	1.34
MnO	0.18	0.01	0.17	0.01
MgO	6.76	0.35	6.80	0.34
CaO	10.98	0.45	11.21	0.59
NaO	2.38	0.18	2.23	0.22
K ₂ O	0.41	0.19	0.30	0.14
P ₂ O ₅	0.17	0.01	0.17	0.02
a	5.34		5.51	
c	7.15		7.55	
b	30.64		30.49	
s	56.27		56.46	
f'	40.93		39.73	
m'	38.01		38.91	
c'	21.05		21.36	
n	89.82		91.87	
γ	13.92		14.42	
t	2.04		1.98	
Q	6.48		5.64	
a/c	0.83		0.73	
f'/m'	1.08		1.02	
$K_{ж} \left(\frac{\sum Fe}{\sum Fe + Mg} \times 100 \right)$	51.50		50.17	
$K_o \frac{Fe^{III}}{Fe^{II}}$	0.29		0.27	
$KI (An + 2.16En_{DI} + Fo + 0.7En_{H3})$	49.54		51.56	
$NPI = An / (An + Ab + Or)$	0.56		0.59	
Цветной индекс	47.46		47.66	
Число анализов	29		35	

Примечание: \bar{X} - среднее значение, σ - стандартное отклонение

Химический состав эффузивных формаций вулканогенной толщи
Тунгусской синеклизы

Таблица 9

Формация Компоненты	Толит- базальтовая		Трахибазаль- товая		Пикрит- базальтовая		Пикрит-мела- нефлининовая	
	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ
SiO ₂	48,87	1,40	48,97	2,77	45,45	2,04	43,69	2,30
TiO ₂	1,21	0,32	2,52	0,56	1,11	0,35	3,84	0,93
Al ₂ O ₃	15,53	1,02	14,32	0,68	11,08	1,96	8,96	1,97
Fe ₂ O ₃	4,29	1,18	5,83	1,46	4,85	1,44	7,15	1,70
FeO	7,48	1,54	7,88	1,45	7,28	1,28	7,51	1,78
MnO	0,18	0,03	0,21	0,04	0,17	0,02	0,17	0,03
MgO	6,70	0,75	4,00	0,92	14,07	3,25	12,82	4,54
CaO	10,43	1,04	7,39	0,87	8,88	1,80	9,27	1,46
Na ₂ O	2,35	0,41	3,13	0,33	1,27	0,47	1,57	0,76
K ₂ O	0,61	0,35	1,92	0,48	0,37	0,23	0,89	0,38
P ₂ O ₅	0,17	0,07	0,71	0,34	0,12	0,04	0,37	0,08
Σ Fe	11,77	1,45	13,68	1,36	12,07	1,60	14,63	0,95
Число анализов	1559		241		153		39	

Примечание: \bar{X} - среднее содержание, σ - стандартное отклонение

(глыбовые лавы). Первые обычно соответствуют базальтам с пойкилоофитовой структурой и слагают сложные покровы, состоящие из отдельных маломощных покровов, а вторые формируют мощные простые покровы, представленные мелкозернистыми базальтами [21]. На действующих щитовых вулканах Таваев замечено, что в случае сильного фонтанирования лавы - из жерла изливаются непосредственно аа лавы, а если излияние происходит спокойно, то образуются потоки пахоэхое лавы [55]. Такие же закономерности в чередовании высокоскоростных (аа) и низкоскоростных (пахоэхое) лав [130], обусловившие их ритмичное переслаивание в разрезе, отмечены для современных плато-базальтов Исландии [129]. На определяющую роль условий подачи расплава к поверхности при формировании фациального облика магматической породы указывает В.Л. Масайтис. Он отмечает, что расход магмы и скорость образования мощных протяженных базальтовых покровов в 1000 раз выше, чем для силлов пойкилоофитовых долеритов [62].

Особое место в разрезах туфолавоваго толщи Тунгусскои синеклизы занимают измененные базальты, слагающие сьверминскую и туклонскую свиты, а также ассоциирующие с шаровыми лавами. Эти базальты имеют толеитовую, пойкилоофито-интерсертальную, реже офитовую структуры и характеризуются интенсивной хлоритизацией стекла, альбитизацией, серитизацией, эпидотизацией и хлоритизацией плагиоклаза, амфиболизацией, хлоритизацией и биотитизацией пироксена. Покровы измененных базальтов отличаются мощными миндалекаменными зонами и зачастую специфической шаровой отдельностью. Появление зеленокаменно измененных пород на определенных этапах развития вулканизма связано со спецификой условий тектонического развития территории [29]. Образование горизонтов шаровых лав большинство исследователей связывает с субаквальными условиями излияния [18]. Свидетельством их осаждения в мелких пресноводных бас-

сейнах озерного типа является примесь пеплового материала в цементирующей массе шаровых лав, который содержит хорошо окатанные обломки, имеет тонкую слоистость, нередко появляются прослойки туфоконгломератов.

Шаровые лавы наиболее широко распространены в бассейне р. Нижней Тунгуски и ее притоков в низах нидымской свиты, где к ним приурочены промышленные месторождения исландского шпата. Нами они отмечались в нижнем течении р. Курейки и на р. Северной в приподожвенных частях хопнамакитской свиты. Их региональное распространение на определенных стратиграфических уровнях свидетельствует о единых палеогеографических условиях на значительных площадях.

Макроскопически шаровые лавы представляют собой субгоризонтальные тела мощностью 5-20 м, состоящие из шаровых и эллипсоидальных образований со скорлуповатой отдельностью. Шаровые тела сложены базальтами с интерсертальной, гиалопилитовой, в центральных более раскристаллизованных частях - интерсертально-пойкилоофитовой, структурами. Преобладающие размеры шаров от 1 до 5 м, реже до 10-15 м. Закалочная зона в них представлена стекловатой коркой, состоящей из базальтов с гиалиновой структурой. Нередко внутри шаровых образований появляются мелкие миндалины, заполненные хлоритом, карбонатом и палагонитом. Цементирующая шаровая масса образует агрегат, состоящий из угловатых обломков гиалобазальтов и стекла, сильно минерализованных теми же минералами (хлорит, карбонат и др.).

По разрезу горизонты шаровых лав перемежаются с маломощными покровами мелкозернистых базальтов с интерсертальной и интерсертально-пойкилоофитовой структурами, а по простиранию нередко шаровая текстура исчезает и горизонты приобретают массивный облик.

В составе базальтов с шаровой текстурой отмечают две генерации плагиоклаза (протокристаллы битовнита и мелкие лейсты лабрадора в основной массе), игольчатые и метелковидные выделения клинопироксена, указывающие на неблагоприятные условия кристаллизации вызванные быстрым охлаждением шаров, до 80-90% вулканического стекла, что свидетельствует о резком охлаждении в процессе кристаллизации [II] .

Т у ф о - а г л о м е р а т о в а я ф о р м а ц и я

К ней относятся пирокластические образования базальтового состава двурогинской, учаминской и правобоярской свит и локально развитые горизонты глыбовых агломератовых и псаммитовых туффов, которые в виде линз распространены среди лавовых образований севера Тунгусской синеклизы и частично в тутончанской и ханчанской свитах.

Глыбовые агломератовые туфы развиты в прижерловых зонах и образуют мощные быстро выклинивающиеся пачки. Уже в 2-3 км от области их максимального развития глыбы значительно уменьшают свой размер, или вовсе исчезают. Мощность пачки сокращается до 20 и более метров. Глыбовые агломератовые туфы состоят из глыб разного размера (от 0.5 до 20 м), которые представлены базальтами различной структуры, реже крупно- и мелкообломочными туфами и осадочными породами верхнего палеозоя (песчаники, плотные слоистые мергели, углистые сланцы, каменный уголь и т.д.), сцементированными серо-зелеными псаммитовыми туфами. Эти туфы цементирующей массы ничем не отличаются от псаммитовых туффов, слагающих основную часть пирокластических свит. Они образуют мощные горизонты и нередко содержат от 0.5-1.5 м до 10-15 м потоки базальтов с интерсертально-пойкилоофитовой, интерсертальной, реже микроделеритовой, гиалопилитовой и гиалиновой структурами. Макроско-

пически псаммитовые туфы представляют собой зеленовато-серые, несортированные, выветрелые, редко слоистые и плитчатые, породы. Под микроскопом по вещественному составу обломков они относятся к кристалло-витро-литокластическим туфам, состоящих в различных соотношениях из неокатанных угловатых обломков кристаллов пироксена и плагиоклаза, базальтов, черного, иногда, хлоритизированного стекла, небольшого количества ксеногенного материала-кварцитов, кварца, обломков углей, сланцев и т.д. Цемент, обычно, базальный, реже соприкосновения, по составу относящийся к слюдяно-кварцевому, цеолит-анальцимовому и карбонатному типам. Бывает и смешанный состав цемента.

Туфы подвержены значительным вторичным изменениям, происходящим в процессе их диагенеза. При этом пористость, обуславливающая легкий доступ воздуха и растворов, и большая площадь поверхности пирокластических отложений приводит к девитрофикации вулканического стекла и разложению его на глинистые минералы, цеолиты и кремнезем. Вулканические обломки и пепловые частицы преобразуются во вторичный кремнезем (в виде опала и халцедона), цеолиты, хлорит, карбонат и лимонит. Вследствии разрушения витрокластической структуры, являющейся главным признаком пирокластического происхождения породы, природу вулканических обломков часто "можно лишь предполагать, но не доказать". [81]. Для типичных непереотложенных туфов основным типом изменения пирокластического материала является хлоритизация, в то время как для слоистых вулкано-терригенных (вулканомиктовых) и вулканоогенно-осадочных образований [41] более характерен цеолит-гидрослюдистый, глинистый и, выполненный гидроокислами железа, цемент [47, 26].

Ту ф ф и т о - п е с ч а н а я ф о р м а ц и я

К ней относятся вулканомиктовые и вулканоогенно-осадочные об-

разования, слагающие регионально распространенные слои между лавовыми покровами и их пачками. Хаканчанская, тутончанская и верхние части двурогинской, корвунчанской и правобоярской свит также в значительной мере сложены вулканомиктовыми породами. Они являются продуктами размыва и переотложения преимущественно пирокластических образований и хорошо выдержаны по литологическому составу. Для формации в целом характерна пестрая окраска, отчетливая горизонтальная, иногда косая и волнистая слоистость. В породах содержатся споропыльцевые комплексы, редкие отпечатки растений и остатки пресноводной фауны. Анализ распределения мощностей свидетельствует о накоплении вулканомиктовых пород в палеобассейнах озерно-лагунного типа. С ними ассоциируют прослой хемогенных известняков, реже мергелей, которые осаждаются во время перерыва в вулканической деятельности.

Макроскопически вулканомиктовые образования представляют собой серые, коричневые и красные слоистые, распадающиеся на отдельные плитки, породы. Толщина плитчатости варьирует от I до 15 см и прямым образом связана с зернистостью осадка, создавая ритмическое чередование тонко- и грубоплитчатых слоев. По величине зернистости нами выделяются гравелиты, песчаники и алевролиты, есть и промежуточные типы. Под микроскопом гравелиты имеют окатанные и слабо окатанные зерна 0,5-2,5 мм и по составу обломков не отличаются от обломков в псаммитовых туффах. Это обломки базальтов разной структуры, черного тахилитового стекла, отдельных кристаллов плагиоклаза и пироксена, обломки туффов. В незначительных количествах присутствует ксеногенный материал - мелкие до 0,15 мм обломки кварца. Цемент обычно карбонатный, базальный, реже встречаются гидрослюдистый и смешанный типы цемента. Хлоритизация этих пород, в отличие от псаммитовых туффов, замет-

но слабее. Песчаники имеют тот же состав обломков, что и гравелиты. Они отличаются размером обломков (0,05–0,15 мм) и большим количеством устойчивых к выветриванию лейкократовых минералов (кварца, полевых шпатов). Цемент обычно карбонатный и гидрослюдистый, базальный. Алевролиты встречаются особенно часто и в зоне контакта с вышележащим покровом приобретают красный цвет. Под микроскопом алевролиты представляют собой тонкодисперсную импрегнированную гидроокислами железа массу, в которой расположены редкие, менее 0,05 мм зерна кварца, полевых шпатов и пироксена. Иногда встречаются отдельные карбонатизированные и цеолитизированные микроучастки.

К своеобразным текстурным разновидностям вулканогенно-осадочных пород относятся широко развитые на Тунгусской синеклизе пизолитовые образования [54]. Нами они были встречены в устье р. Калтымы (левый приток р. Аян) в виде маломощного прослоя внутри горизонта вулканомиктовых алевролитов над пикритовыми трахибазальтами аянской свиты. Пизолиты представляют собой округлые 2–3 мм образования, состоящие из пеплового материала алевритовой размерности, окруженного тонкой стекловатой корочкой. Эти округлые шарики сильно ожелезнены и карбонатизированы и погружены в карбонатный цемент базального, а при большей плотности пизолитов-соприкосновения типов. По составу пизолитовые шарики ничем не отличаются от обломочной части вмещающих их вулканомиктовых пород, характерна только их текстура. Встреченный нами прослой пизолитовых образований вероятно имеет осадочный генезис и их формирование связано с интенсивным гипергенным преобразованием вулканического материала в процессе седиментации под действием поствулканических гидротерм [70].

Вулканомиктовые горизонты свидетельствуют о перерывах в вулканической деятельности и несут большую информацию о геологиче-

ском развитии региона. Разными исследователями эти образования относились то к пепловым туфам, то к туффитам, то к осадочным породам [104, 65, 12, 52]. Морфологическое сходство мелкообломочных туфов и вулканотерригенных образований, неоднозначность в определении терригенной составляющей, плохая сохранность витрокластической структуры пепловых частиц, девитрофикация стекла и вторичные изменения, вуалирующие генезис пород, затрудняют решение этой проблемы.

Комплексный анализ региональных геологических факторов (направление сноса, генетический тип разрушающегося материала, распределение мощностей горизонтов, палеорельеф и др.) и последовательная корреляция разрезов с позиций ритмостратиграфии показала, что прослой вулканомиктовых пород являются удаленными фациями вулканов центрального типа. Прослой образовались во время длительных перерывов в вулканической деятельности, в течение которых происходил размыв палеовулканического рельефа и переотложение вулканических продуктов. Аналогичная ситуация зафиксирована в плейстоценовой плато-базальтовой толще Исландии, где неслоистые локально распространенные зеленоватые псаммитовые туфы с вулканическими бомбами переходят в слоистые коричневые вулканогенно-обломочные образования [129].

Вулканогенные образования нетоллеитового состава занимают менее 5% от объема туфолоавовой толщи. Они распространены локально и приурочены исключительно к проницаемым, контролируемым разломами долгоживущим зонам [58]. Ввиду ограниченного объема работы дадим им лишь краткую характеристику.

П и к р и т - б а з а л ь т о в а я ф о р м а ц и я

К ней относятся пикритовые базальты гудчихинской и туклонской свит, развитых на самом северо-западе Сибирской платформы в

Норильском районе. Впервые эти образования были обнаружены В.К. Котульским в 1946 г. в районе озер Глубокого и Собачьего и названы им пикритовыми диабазами. В дальнейшем они описывались как пикритовые базальты с панидиоморфнозернистой структурой и хризолитовые базальты [107], пикритовые базальты и анкарамиты [28], анкарамит-пикритовые и пикритовые базальты [112], пикритовые базальты и океаниты [24].

Нами пикритовые базальты были изучены по керну скважины III-I, расположенной на северо-востоке Норильской мульды. Макроскопически они представляют собой зеленовато-черные порфировые породы, слагающие потоки (2-3 м) и покровы непостоянные по мощности и составу с хорошо развитыми миндалекаменными зонами. Под микроскопом порфировые вкрапленники в основном представлены гломероскоплениями, либо отдельными идиоморфными протокристаллами обычно серецитизированного и идингситизированного оливина, размером до 2-3 мм. Количество их сильно варьирует в различных потоках от 5 до 50%. По составу оливин соответствует железистому хризолиту. В меньшей мере вкрапленники представлены вытянутыми лейстами плагиоклаза, отдельными зернами авгита и ферроавгита (имеются единичные определения эпидиопсида) и еще реже бронзита и гиперстена [28, 24]. Вкрапленники плагиоклаза из центральных неизмененных частей мощных покровов (15-25 м) отвечают лабрадор-битовниту, как правило, серецитизированному и хлоритизированному. Их размеры достигают 3 мм.

Основная масса имеет панидиоморфнозернистую, интерсертальную, для пикритовых базальтов туклонской свиты обычно пойкилоофитовую, участками призматически-зернистую, долеритовую и пойкилитовую структуры и состоит из тех же минералов, в той или иной степени затронутых процессами вторичного изменения. Из новообразований

характерны: серпентин, боулингит и идингсит, хлорит, карбонат. Рудный минерал в количестве до 10% представлен ильменитом, магнетитом, пиритом, халькопиритом, редко хромитом. В миндалекаменных зонах появляется до 30-40% черного импрегнированного рудным веществом стекла и структура становится гиалопилитовая. Миндалины выполнены карбонатом и кварцем. Имеет место внутривулканическая дифференциация и широко развиты автотермометаморфические преобразования и, возможно, более поздние гидротермальные процессы [23, 28]. Химический состав пикритовых базальтов показан на табл. № 9.

Пространственная приуроченность ареалов распространения пикритовых базальтов к зонам локализации никеленосных интрузий норильского типа позволила ряду исследователей считать их комагматичными [III] и выделять единую никеленосную вулканоплутоническую ассоциацию, происхождение которой иное, чем нормальных базальтов и долеритов. Указывалось также на их сходство с базальтовыми коматитами [30]. Тем не менее, геологические доказательства комагматичности рудоносных интрузий с субультраосновными лавами отсутствуют. Налицо только их пространственная связь.

Т р а х и б а з а л ь т о в а я ф о р м а ц и я

К ней относятся лавовые образования ивакинской (ергалахской) свиты и юряхской толщи [13]. Ивакинская свита изучалась нами в пределах Норильской и Вологочанской мульды по керну скважин НЦ-1 и П-35, а юряхская толща по естественным выходам в бассейне р. Курейки (оз. Дюпкун). Средний химический состав трахибазальтовой формации показан на таблице № 9.

Различными исследователями нижняя часть ивакинской свиты (ергалахская свита) относилась к трахибазальтам с пойкилоофитоинтерсертальной структурой [II2], андезиновым трахибазальтам

[107] , титан-авгитовым порфировидным базальтам [16] , базальтам с титанистым авгитом [31] и трахибазальтам [1] . По данным В.А.Федоренко и О.А.Дюжикова (1978 г.) в области максимального развития пачки титан-авгитовых базальтов, последние переходят в титан-авгитовые трахибазальты, сходные макроскопически, но отличающиеся по химическому составу (табл. 14).

По внешнему облику субщелочные базальты нижеивакинской под-
свиты представляют собой афировые иногда, порфировые мелко-сред-
незернистые темно-серые и зеленовато-серые, часто интенсивно хло-
ритизированные, породы с более или менее выраженной горошчатой
текстурой. Они образуют покровы от 5 до 50 м мощности с хорошо
развитыми маломощными (1-2 м) миндалекаменными зонами. Под микро-
скопом базальты обнаруживают интерсертальную и, ближе к подошве
мощных покровов, интерсертально-пойкилоофитовую структуры, неред-
ко трахитоидную текстуру. Вкрапленники образованы редкими призма-
тическими кристаллами плагиоклаза (60-65% An) размером до 1-1,5
мм. Плагиоклаз основной массы (45-65%) представлен лейстами и
микролитами и по составу отвечает андезин-лабрадору. По нему раз-
виваются псевдоморфозы альбита, серецита, кальцита и хлорита.
Пироксен образует мелкие ксеноморфные зерна и кристаллы восьми-
угольного сечения 0.4-0.6 мм (18-20%). Он соответствует титан-ав-
гиту, имеющему розоватый оттенок в шлифе, и авгиту, нередко хло-
ритизирован. Оливин (3-10%) представлен округлыми шестиугольны-
ми зернами (0.2-0.4) и обычно замещен идингситом. По составу он
отвечает гортонолиту (Fa -50). Значительную долю (до 20%) объема
породы составляет бурое непрозрачное, иногда девитрофицированное,
стекло, по нему развиваются хлорит и карбонаты. Рудный минерал
представлен магнетитом, ильменитом, редко пирротинном и халькопи-
ритом. Он расположен в интерстициях между кристаллами пироксена

в виде рудной сетки или отдельных зерен. Акцессорные минералы — апатит, редко фтор-apatит, рутил и циркон. Миндалины выполнены карбонатами и хлоритом.

Кроме ивакинской свиты по данным Е.Н.Ленькина (1966) трахибазальты с биотитом и роговой обманкой слагают 2 покрова в основании аянской свиты в бассейне р.Самоедская Речка.

Породы, слагающие верхнюю часть ивакинской свиты, описывались как двуполевошпатовые порфировые базальты [16], андезитобазальты и лабрадоровые порфириты [107], трахиандезитобазальты [112], лабрадоровые и двуполевошпатовые порфировые базальты [31]. По данным В.А.Федоренко и О.А.Дужикова (1978) эта часть разреза представлена лабрадоровыми и андезиновыми базальтами.

Лабрадоровые базальты слагают 25–70 м покров с мощной миндалекаменной зоной и представлены тонкозернистыми и стекловатыми темно-серыми и черными плотными породами с призматической глыбовой отдельностью. Вкрапленники выполнены, обычно серецитизированными кристаллами плагиоклаза до 2мм, соответствующими лабрадору. Структура основной массы интерсетальная и микродолеритовая, в верхней части покрова гиалопилитовая. Микролиты плагиоклаза соответствуют андезину (20–60%) и нередко наблюдается трахитоидность в их расположении. Зерна пироксена представлены авгитом (до 20%), иногда, по ним развивается магнетит и титаномagnetит. Большой объем занимает несколько более кислое, чем в нормальных базальтах, черное стекло (до 40%), которое в значительной мере хлоритизировано и карбонатизировано. Набор рудных минералов составляют магнетит, ильменит (по последнему развивается лейкоксен), редко пирротин и халькопирит. В незначительном количестве присутствуют зерна кварца, калиевого полевого шпата и апатита. В миндалинах развиты карбонаты, кварц, хлорит и цеолиты.

Двуполевошпатовые базальты образуют менее мощные покровы и отличаются от лабрадоровых наличием вкрапленников плагиоклаза двух генераций. Призматические кристаллы первой генерации обычно корродированы и отвечают лабрадор-битовниту. Вторая генерация представлена скелетными табитчатыми кристаллами андезина и лабрадора. Наличие двух генераций протокристаллов плагиоклаза свидетельствует о сложном двуступенчатом прерывистом характере их кристаллизации, возможно, в интрателлур-ическую стадию [16]. Андезиновые базальты от лабрадоровых отличаются андезиновым составом вкрапленников плагиоклаза, а от двуполевошпатовых базальтов — отсутствием корродированных вкрапленников плагиоклаза. Помимо ивакинской свиты, андезиновые базальты встречены на водоразделе рек Тальми-Кумга, где они слагают один покров в верхней части хараелахской свиты.

Пространственная приуроченность к субщелочным базальтам ивакинской свиты силлов титан-авгитовых долеритов, прорывающих терригенные образования верхнего палеозоя и их ассоциация с туфовыми трубками взрыва, позволили Л.И.Шахотько (1978) отнести все пластовые магматические тела ивакинской свиты к интрузивной фации. В то же время Т.И.Немененок показал, что туфоагломераты и туфы базального горизонта ивакинской свиты в вертикальном разрезе ограничены снизу титан-авгитовыми долеритами, а сверху титан-авгитовыми базальтами [73].

Трахибазальты юряжской толщи образуют покровы от 5 до 80 м. Для мощных покровов, приуроченных к основанию разреза, характерна тонкопризматическая отдельность и слабо развитые миндалекаменные зоны. Выше лежащие менее мощные покровы имеют толстостолбчатую отдельность и лучше развитые миндалекаменные зоны. В литературе трахибазальты юряжской толщи описывались, как анортотлазовые тра-

хибазальты [107] , трахибазальты с субдолеритовой структурой [112] , железисто-щелочные базальты [116] , трахибазальты [72] .

Макроскопически трахибазальты представляют собой массивные мелкозернистые породы серо-черного, иногда коричневого и красноватого, за счет идингсита, оттенков. Петрографическое изучение трахибазальтов юряхской толщи показало, что различие структур целиком определяется соотношением вулканического стекла и кристаллической массы (табл. 10). Юряхские трахибазальты очень схожи с окружающими их нормальными толеитовыми базальтами и без данных о химическом и спектральном составе их различие бывает затруднено. Сведения об оптических характеристиках основных минералов трахибазальтов указывают на более кислый андезиновый состав плагиоклаза основной массы, наличие титановой составляющей в авгите, более железистом составе оливина [72] .

Наши наблюдения над трахибазальтами позволяют наметить следующие характерные отличия. Для трахибазальтов обязательно присутствие пластинчатых и скелетных кристаллов титаномагнетита и ильменита, в отличие от нормальных базальтов, в которых рудный минерал представлен магнетитом, образующим зерна неправильной формы, реже изометричные кристаллы. Вулканическое стекло в трахибазальтах бурое, коричневое, в то время, как в толеитовых базальтах оно черное тахилитовое, реже прозрачное, палагонитизированное. Лейсты плагиоклаза в трахибазальтах, как правило, имеют неровные, изрезанные грани. Характерными для трахибазальтов являются офитовые взаимоотношения пироксена и плагиоклаза, - в нормальных базальтах офитовая структура встречается достаточно редко. Постоянно присутствуют игольчатые кристаллы апатита. Моноклинный пироксен представлен титанистым авгитом, имеет чуть заметную розоватую окраску и, иногда, образует структуры песочных часов. Непременное присутствие красно-бурого железистого идингсита.

Положение в раз- резе горизонта; мощность в м	Структура пород	Количественно-минералогический состав /в числителе-содержание в %, в знаменателе-размер в мм/									Вторичные изменения	
		вкрапленники		основная масса					апатит	флюорит		сфен
		оливин	моноклинный пироксен	моноклинный пироксен	полевой шпат	рудный	вулканическое стекло					
Нижний покров 20	Порфировая с микро- пойкилитовой основной массой	$\frac{10-20}{0.5-3}$	$\frac{\text{до I}}{0.3-0.5}$	$\frac{\text{до 50}}{0.05-0.2}$	$\frac{\text{до 30}}{0.3-5}$	$\frac{\text{до 10}}{0.02-0.3}$	до 3	1-1.5	до 2	—	клиноцоизит и кальцит- по лейкократовым минералам хлорит и серицит-по оливину и пироксену	
Средний покров 15	Сериально-порфировая с мелкозернистой доле- ритовой и таксито-офи- товой основной массой	$\frac{5}{0.5}$	$\frac{5-8}{0.2-0.8}$	$\frac{\text{до 40}}{0.1-0.8}$	$\frac{20-30}{0.2-1.0}$	20-40	до 3	до 1	до I	ед.зерна	лейкоксен-по сфену хлорит и цеолит-по стеклу идингсит и титаномagnetит- по оливину	
Пачка выклинива- ющихся потоков 35	Порфировая с средне- зернистой пойкилитовой и гипидиоморфнозернист- ой основной массой	$\frac{15-50}{0.5-3.5}$	—	$\frac{25-45}{0.1-1.0}$	$\frac{8-40}{0.2-1, \text{ до } 5}$	$\frac{5-10}{0.1-0.2}$	1-3	1.5-2	ед.зерна	—	цеолиты-псевдоморфозы по полевоому шпату хлорит-по стеклу	

Петрографическая характеристика трахизабальтов вряжской толщи из 80 м. покрова в устье р.Тесной /оз.Дюпкун - р.Курейка/

Положение породы от подосы покрова в м	Структура породы	Количественно-минералогический состав /в числителе-содержание в %, в знаменателе-размер в мм/								
		вкрапленники			основная масса					
		оливин	моноклинный пироксен	плаггиоклаз I генерация	плаггиоклаз II генерация	моноклинный пироксен	рудный	вулканическое стекло	апатит	карбонат
5	офитово-гялопилитовая	$\frac{1-2}{0.1-0.2}$	—	$\frac{\text{до I}}{\text{до I}}$	$\frac{45}{0.2-0.5}$	$\frac{15-20}{0.1-0.5}$	5-8	25-40	до I	до 10
30	офитовая	$\frac{2-3}{0.2}$	—	$\frac{\text{до 2}}{\text{до 3}}$	$\frac{45}{0.3-0.6}$	$\frac{15-20}{0.1-0.5}$	5	до 25	до I	—
55	сериально-порфировая с долеритовой основной массой	$\frac{\text{до 2}}{0.05}$	$\frac{\text{до 2}}{0.5}$	$\frac{\text{до 3}}{\text{до 2}}$	$\frac{60-65}{0.5}$	$\frac{20}{0.05}$	5	до 5	2-3	—
70	гялопилитовая	$\frac{1-2}{0.1}$	—	$\frac{\text{до I}}{\text{до I}}$	$\frac{30}{0.2-0.5}$	$\frac{10-15}{0.5}$	5	30-50	?	—

П и к р и т - м е л а н е ф е л и н и т о в а я
(эффузивная) ф о р м а ц и я

Вулканогенные образования этой формации распространены только на севере Тунгусской синеклизы в очень незначительных масштабах. К ним относятся линзовидный горизонт полевошпатовых пикритовых трахибазальтов р.Аян в аянской свите, наблюдавшийся нами в 1975 и 1979 гг. и анкарамитовые базальты Хараелахской и Большавамской мульд в аянской и нижнехоннамакитской свитах [119].

Полевошпатовые пикритовые трахибазальты р.Аян впервые были обнаружены Я.И.Полькиным и описаны как покровы пикритовых базальтов норильского типа [106]. Позднее, они получили название полевошпатовых пикритов (коматитов) и отмечалось их сходство с меймичитами [7].

По нашим данным горизонт пикритовых трахибазальтов образует пачку покровов, максимальная мощность которой в обнажении левого берега р.Аян в 3-х км ниже устья р.Калтымы достигает 70 м. Общая протяженность горизонта составляет не более 15 км. Он имеет линзовидную форму и залегает внутри аянской свиты в 240 м ниже подошвы надаянского покрова. Пикритовые базальты резко отличаются от окружающих нормальных базальтов своим черным цветом, повышенной плотностью и весом и хорошо заметными на выветрелой поверхности образца желтыми 2-3 мм порфировыми вкрапленниками оливина. Характерна матрацевидная, реже скорлуповатая отдельность. Горизонт имеет 3-х членное строение: нижний 20 м, средний 15 м покровы и 35 м пачка, состоящая из серии 5-7 м потоков с нечеткими трудноопределимыми границами. В целом в строении горизонта пикритовых трахибазальтов устанавливается та же ритмичность, что и для стратиграфических единиц обычных базальтов: нижний покров отличается от вышележащих тел по набору структурных и текстурных признаков.

Оптические константы химических минералов полевошпатовых
пикритовых трахибазальтов р.Аян

таблица 12

	I покров /нижний/	II покров /средний/	Верхняя пачка покровов
Сливин вкрапленники	форстерит-хризолит $2Y = -88^\circ - /2/$	—	форстерит-хризолит $2Y = -84^\circ, -86^\circ, +88^\circ - /3/$
Пироксен вкрапленники	—	титанистый авгит $2X = 56-60^\circ - /4/$ $cNg = 39-40^\circ - /II/$	—
Пироксен основная масса	титанистый авгит $2X = 57-58^\circ - /2/$ $cNg = 39-40^\circ - /3/$	—	титанистый авгит $2Y = 58-60^\circ - /2/$ $cNg = 41-42^\circ - /2/$

в скобках - число замеров

Примечание: определения констант выполнены в отделе минералогических методов ВСЕГЕИ Д.В.Голубятниковым /1979г./

Результаты измерения показателей преломления полевых шпатов из
кровли нижнего покрова полевошпатовых пикритовых трахибазальтов
р.Аян

таблица 13

Ортоклаз таблицы со слабо выраженными простыми двойниками	$N_g = 1.535, N_p = 1.526 /5/$
Лабрадор лейсты	$N_m = 1.560, N_p = 1.557 /3/$
Андезин призматические кристаллы с простыми двойниками	$N_g = 1.553, N_p = 1.545 /3/$

в скобках - число замеров

Примечание: имерсионные определения показателей преломления в
шлифе выполнены в отделе минералогических методов ВСЕГЕИ
М.И.Хотиной /1979г./

Петрографическая характеристика полевошпатовых пикритовых трахибазальтов приведена в табл. II, оптические константы пироксена и оливина в табл. I2. Иммерсионные определения показателей преломления полевых шпатов в шлифе показали, что основная масса лейкократовой составляющей представлена ортоклазом, лабрадор и андезин присутствуют в незначительном количестве (табл. I3). Поскольку полевой шпат в пикритовых трахибазальтах слагает базис основной массы и выполняет ту же роль, что и стекло в лимбургитах, пикритовых порфиритах и маймечитах Маймеча-Котуйской провинции, он кристаллизуется, в отличие от нормальных базальтов, последним.

Кроме описанного обнажения в устье р.Калтымы, полевошпатовые пикритовые трахибазальты были встречены нами в устье р.Аян в верхней части и В.Н.Егоровым (1973 г.) на р.Левая Боярка в нижней части аянской свиты. Близкие к полевошпатовым пикритовым трахибазальтам по петрографическому и химическому составу анкарамиктовые базальты были встречены Е.Н.Ленькиным (1966 г.) на р.Тангаралах в аянской свите и норильскими геологами на плато Хараелах в моронговской свите [119]. Помимо этих локальных ареалов, приуроченных исключительно к аянской свите, в среднем течении р.Кыстыктах такие же породы были обнаружены Е.Н.Ленькиным в 40-70 м от основания нижнехоннамакитской подсвиты, где они слагают 4-6 м покров.

Химический состав эффузивов пикрит-меланефелинитовой формации приведен в табл. 9.

У. МЕТОДИКА СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Специальных исследований посвященных совместно рассмотре-

нию вещественных и палеоструктурных характеристик вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы, как целостного объекта, до настоящего времени нет. Имеющиеся схемы структурно-фациального районирования туфоловового поля основаны на различиях в количественном соотношении базальтов и вулканогенно-осадочных пород в разрезе толщи [87] и числе проявленных тектоно-магматических фаз [84, 25, 103, 71, 47]. Они значительно отличаются друг от друга. Известен вариант разделения вулканогенного комплекса Норильского района на 2 возрастных этапа, внутри каждого из которых выделяются по 2 зоны с различным количеством подзон внутри них, изменяющих свой объем в процессе эволюции триасового вулканизма. Представляется, что возникающие противоречия обусловлены не только различиями в понимании взаимоотношений между литолого-стратиграфическими подразделениями вулканогенной толщи, но и отсутствием подробного анализа их палеоструктурного плана.

Для северной части Тунгусской синеклизы имеются генерализованные схемы распределения мощностей различных стратиграфических подразделений вулканогенной толщи [48]. Более подробная структурная и фациальная характеристика дана для вулканогенных образований Норильского района [37, 32]. Суммарное распределение мощностей вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы приведено на палеотектонической схеме Сибирской платформы в раннем триасе [58]. Тем не менее истинное представление о форме и генезисе структур, формировавшихся на протяжении отдельных этапов развития Тунгусской синеклизы, может дать лишь серия палеоструктурных схем, построенных для каждого литолого-стратиграфического подразделения. На необходимость решения такой задачи для воссоздания истории геологического развития крупных структур Сибирской платформы указывал Н.С.Малич [58].

Для реконструкции истории развития вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы важным и интересным вопросом является определение наиболее вероятных участков локализации очагов вулканических извержений, выявление морфологии вулканических построек и их типизация. Большинство исследователей считает, что излияния лавовых покровов в пределах Тунгусской синеклизы происходило из трещин, а пирокластические породы образовались за счет деятельности аппаратов центрального типа [53, 78, 47]. Если для пирокластической толщи подобная точка зрения вполне оправдана, ввиду сохранившихся реликтов палеовулканов центрального типа с заполненными агломератовыми туфами жерлами, то для мощной толщи базальтов до сих пор не выяснена морфология вулканических построек и отсутствуют данные по расположению вулканических центров.

Мнение об определяющей роли вулканов центрального типа (полигенные щитовые, стратовулканы) для Норильского района [37] совершенно не учитывает данных стратиграфии и ритмического характера накопления вулканических продуктов. Фиксация участков излияний по максимальной мощности литолого-стратиграфических подразделений и отдельных маркирующих покровов [48, 118] не принимает во внимание возможность накопления эффузивных покровов в пониженных участках рельефа. Изучение современных лав Исландии показало, что аппаратами извержений служили серии трещин, развитых в зоне напряжений, каждая из которых производила лавовые потоки, накапливающиеся в пониженной части рельефа [125]. В процессе развития лавового поля происходит его изостатическое проседание над областью питающих даек, над которыми фиксируется максимальная мощность лавового разреза. На этих участках отмечается наибольшее количество лавовых покровов, что резко увеличивает литостатическую нагрузку на субстрат. Это практически сводит к нулю

противоположный эффект увеличения мощности отдельных покровов в регионах наиболее удаленных от районов развития дайковых систем.

Для большей части лавового поля Тунгусской синеклизы дайки, а тем более системы даек, не известны. Многими исследователями ставится под сомнение определяющая роль даек при формировании лавовых плато [53, 123]. Наблюдения за современными действующими вулканами на Гавайских островах показали, что в конце извержения магма обычно отступает в подводящем канале [55] и поэтому редко удается наблюдать переход дайки в лавовый поток. Учитывая близость вещественного состава даек и эффузивных покровов одной формационной принадлежности и практическую нереальность обнаружения даек среди однородной мощной лавовой толщи предлагаем простой способ определения местоположения наиболее вероятных очагов вулканических извержений и их типа.

Разделяем поле базальтов каждого литолого-стратиграфического горизонта на области, разрез в пределах которых состоит из произвольного фиксированного количества покровов. Число покровов, характеризующее ту или иную область, определяется главной целью процедуры — выявление очаговых зон извержения, и возможностью наглядного изображения ситуации на схеме. Области базальтовых полей, представленные в разрезе наименьшим количеством покровов, почти всегда расположены вокруг областей с максимальным количеством покровов. При этом участки с наибольшим количеством покровов не обязательно совпадают с максимальной мощностью горизонта в целом. Эти участки обычно имеют вытянутую форму в плане и по мере удаления от них в разрезе горизонта участвует все меньшее количество покровов. Характер расположения областей с наибольшим количеством покровов среди ближайшего окружения и форма этих областей в плане свидетельствует о том, что извержения покровов ба-

зальтов многих литолого-стратиграфических подразделений происходили из трещинных аппаратов. Чем дальше от места излияния растекаются покровы, тем меньшее их количество участвует в разрезе толщи.

В том случае, когда разрез лавовой толщи литолого-стратиграфического подразделения представлен переслаиванием маломощных быстро выклинивающихся потоков (сыверминская и туклонская свиты, пачки пойкилоофитовых базальтов путоранской серии) определение центров вулканической деятельности по максимальному количеству покровов в разрезе не возможно. Для такого типа вулканизма выявление местоположения центров вулканической активности вообще маловероятно, поскольку их число превышает количество наблюдений. Не исключено, что образование подобных толщ, сложенных маломощными потоками базальтов близких по морфологии лавам "пахоэхоэ", происходило как за счет излияния из жерл, образующих низкие щиты, так и из небольших трещин. Продукты этого типа вулканизма, названного вулканизмом базальтовых равнин [126], имеют промежуточный характер между жидкими лавовыми потоками и покровами типа платобазальтов, с которыми их сближает большой объем излияния и присутствие выровненных поверхностей, и лавами щитовых вулканов гавайского типа, для которых свойственно как излияние из жерл, так и из небольших трещин. В Исландии низкие щитовые вулканы установлены по небольшим угловым несогласиям внутри серии маломощных потоков, обнажающихся в бортах древних эродированных долин [129]. Нами неоднократно наблюдались подобные угловые несогласия среди пачек маломощных потоков пойкилоофитовых базальтов путоранской серии.

Построение единой схемы стратиграфии для всего вулканогенного комплекса Тунгусской синеклизы (табл. 5) и значительное

количество собранных разрезов (рис. 2) позволили построить серию структурно-фациальных схем, отражающих распространение, внутреннюю структуру и распределение фаций по каждому литолого-стратиграфическому подразделению. Структурно-фациальные схемы построены для пирокластических и эффузивных пачек ивакинского, сыверминского, гудчихинского, хаканчанского и тутончанского, туклонского, надеждинского, двурогинского, аянского и юряхского, хоннамакитского и частично неракарского времен (рис. 26-55).

У1. СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ

Первые вулканические продукты пермо-триасовой вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона (ивакинская-гудчихинская свиты) распространены лишь в Норильском районе. Хорошая изученность района, обеспечивающая плотную сеть наблюдений, позволила на примере этих трех контрастных по составу стратиграфических подразделений определить механизм образования базальтовых полей и проследить основные закономерности эффузивной и пирокластической деятельности.

Началом вулканической деятельности раннеивакинского времени следует считать образование вулканогенно-обломочного (I-ый рожковский) горизонта субщелочного состава [73]. Формирование базального туфогенного горизонта происходит за счет действия отдельных вулканов центрального типа, распределение которых определило область распространения и внутреннюю структуру горизонта (рис. 26). Жерловые фации вулканов представлены туфобрекчиями, агломератовыми и крупнообломочными туфами и локализованы в пределах 0.2-0.5 км участков. За пределами этих участков распространены прижерловые и удаленные фации, представленные средне- и

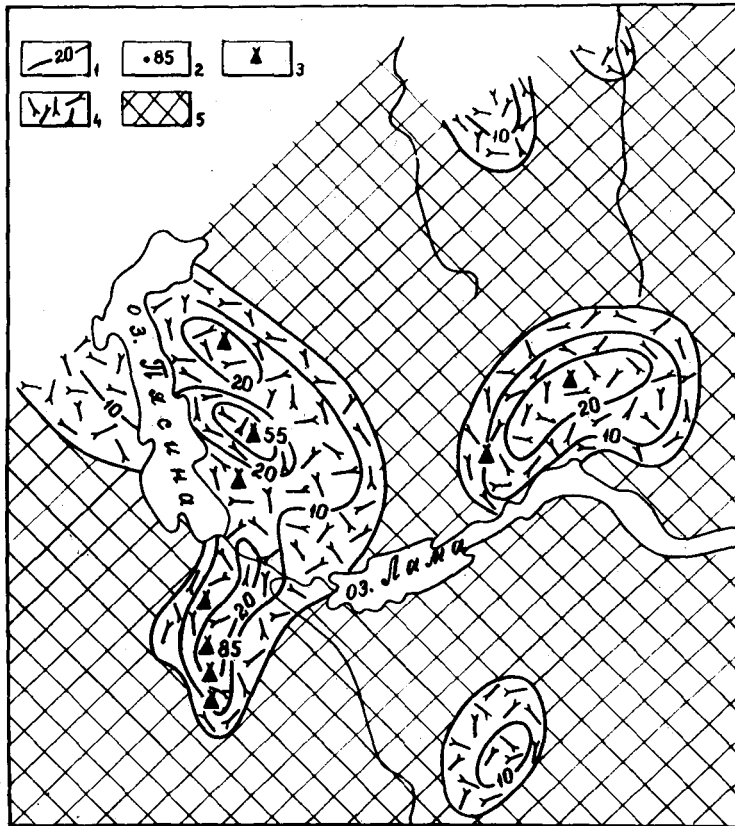


Рис. 26 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для позднепермской эпохи. Раннеивакинское время. Базальный вулканогенно-обломочный горизонт субщелочного состава.

Область накопления: 1-изопахиты, в м; 2-мощность, в м; 3-4-пирокластические фации: 3-жерловые/туфобрекчи/, 4-промежуточные и удаленные/псаммитовые туфы и вулканомиктовые породы/; Подстилающие образования: 5-угленосные песчано-глинистые отложения верхнего палеозоя.

На стр. 137

мелкообломочными туфами и вулканомиктовыми породами [37]. В соответствии с распространением вулканических центров варьирует мощность I-го рожковского горизонта. В области развития жерловых фаций она достигает 85 м, а по мере удаления резко снижается до 10-20 м.

Вышележащая пачка титан-авгитовых базальтов раннеивакинского времени распространена значительно шире (рис. 27). Она состоит из серии (от I до I3) покровов титан-авгитовых базальтов, единичных мощных линз туфобрекчий и редких маломощных прослоев вулканогенно-обломочных пород. Ареал распространения последних полностью контролируется распределением грубообломочных пирокластических фаций, фиксирующих местоположение вулканов центрального типа. Определение центров эффузивной деятельности по максимальному количеству покровов в разрезе пачки показало, что ее формирование происходило в результате извержения трахибазальтов из трещинных аппаратов.

Реконструкция структурно-фациальных особенностей распределения пачки пойкилофитовых базальтов с титан-авгитом и роговой обманкой из нижеивакинской подсвиты вскрывает те же закономерности. Линейные зоны, фиксируемые по максимальному количеству покровов участвующих в строении разреза пачки, имеют субширотную ориентировку и расположены внутри области распространения пачки. Их локализация не зависит от палеоструктурного плана. Характерна приуроченность ареалов распространения порфировых базальтов в разрезе пачки к линейным очаговым зонам трещинного типа (рис. 28).

Позднеивакинское время начинается новыми выбросами пирокластического материала сформировавшими вулканогенно-обломочный горизонт основного состава (рис. 29). Так же как и для базального туфогенного горизонта нижеивакинской подсвиты, жерловые фации

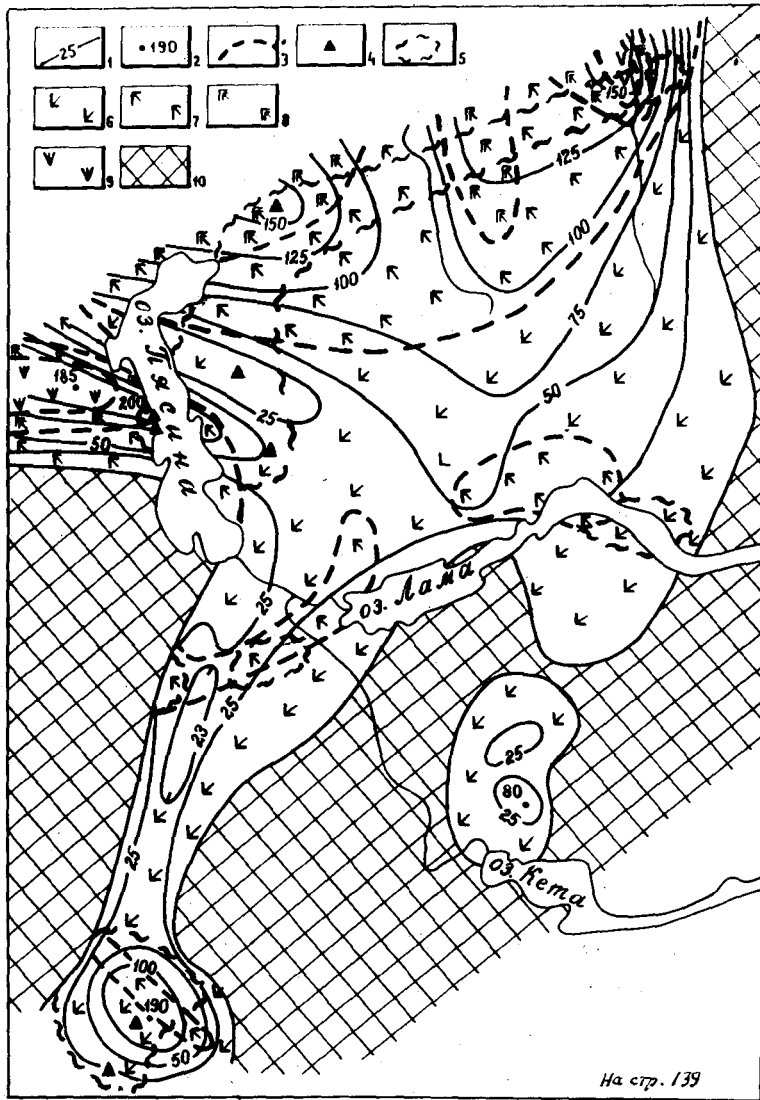


Рис. 27 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для позднепермской эпохи. Раннеивакинское время. Пачка трахибазальтов.

Область накопления: 1-изопахиты, в м; 2-мощность, в м; 3-границы распространения фаций; 4-жерловые фации /туфобрекции/; 5-ареал распространения промежуточных и удаленных фаций /псаммитовые туфы и вулканомиктовые породы/; 6-9-эффузивные фации, состоящие из: 6. 1 покрова, 7. 2-4 покровов, 8. 5-8 покровов, 9. 9-13 покровов;

Подстилающие образования: 10-угленосные песчано-глинистые отложения верхнего палеозоя.

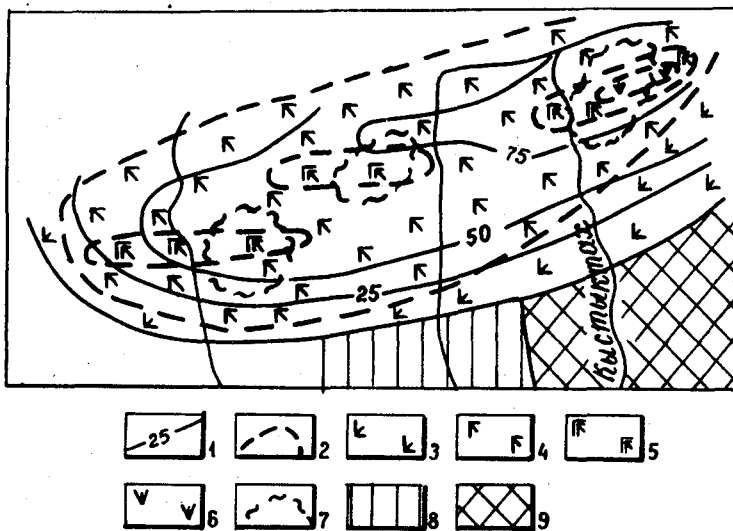


Рис. 28 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для позднепермской эпохи. Раннеивакинское время. Пачка пойкилофитовых базальтов с роговой обманкой.

Область накопления: 1-изопахиты, в м; 2-границы распространения фаций; 3-6-эффузивные фации, состоящие из: 3. Ипокрова, 4. 2-Эпокровов, 5. 4-5покровов, 6. 6-7покровов; 7-ареал распространения порфировых базальтов;

Подстилающие образования: 8-трахибазальты нижеивакинской под-
свиты; 9-угленосные песчано-глинистые отложения верхнего палеозоя.

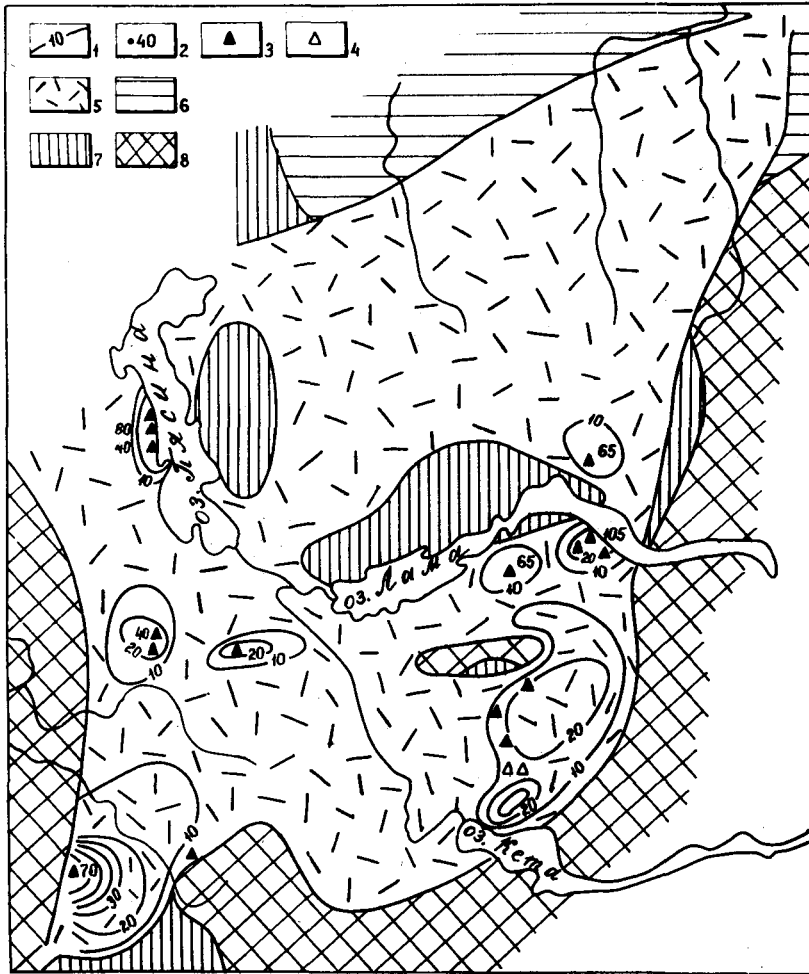


Рис. 29 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского катакратона для позднепермской эпохи. Позднеивакинское время. Вулканогенно-обломочный горизонт основного состава.

Область накопления: 1-изопакты, в м; 2-мощность, в м; 3-5-пирокластические фации; 3, 4-жерловые/3-туфобрекчии, 4-агломератовые и крупнообломочные туфы; 5-промежуточные и удаленные/псаммитовые туфы и вулканомиктовые породы;

Подстилающие образования: 6-пойкилозитовые базальты с роговой обманкой нижеивакинской подсвиты; 7-трахибазальты нижеивакинской подсвиты; 8-угленосные песчано-глинистые отложения верхнего палеозоя.

вулканов центрального типа, представленные туфобрекчиями и агломератовыми туфами, локализованы в пределах небольших участков. Мощность накопившихся грубообломочных пирокластических продуктов на этих участках достигает 105 м. По мере удаления от центров выброса резко уменьшается мощность горизонта и его фациальный состав. Промежуточные и удаленные фации осаждались на выровненной местности, на что указывает постоянная мощность псаммитовых туфов и вулканомиктовых пород.

Основная часть верхнеивакинской подсвиты представлена пачкой покровов лабрадоровых, двуполевошпатовых и андезиновых базальтов (рис. 30). Наибольшая мощность пачки достигает 125 м на севере плато Хараелах и на юго-востоке оз.Пясины. Области, представленные наибольшим количеством покровов в разрезе пачки, расположены внутри ее ареала распространения и имеют форму вытянутых линейных зон. В единичных случаях области с меньшим количеством покровов в разрезе расположены внутри полей с большим количеством покровов или на краю ареала распространения пачки. На западном берегу оз.Пясины такая область появляется над мощной толщей жерловых пирокластических фаций вулканогенно-обломочного горизонта верхнеивакинской подсвиты. Здесь щелочные базальты перекрывают подстилающие туфовые холмы, возвышавшиеся над окружающей равниной на 40-70 м и значит только последние порции расплава могли достичь этого уровня и, соответственно, разрезы соседствующей области представлены большим количеством покровов. Андезиновые базальты из вулканического очага юго-западной оконечности оз.Кета, вероятно, могли распространяться только на юго-запад, запад и север, в то время как на востоке существовала возвышенная область, сложенная терригенными песчано-глинистыми от-



Рис. 30 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского кратона для позднепермской эпохи. Позднеивакинское время. Пачка лабрадоритов, двуполовошпатовых и андезитовых базальтов.

Область накопления: 1-изопакиты, в м; 2-границы распространения фаций; 3-6-эффузивные фации, состоящие из: 3. 1-покрова, 4. 2-Эпокровов, 5. 4-5-покровов, 6. 6-7-покровов;

Подстилавшие образования: 7-вулканогенно-обломочный горизонт верхнеивакинской подсвиты; 8-пойкилоофитовые базальты с роговой обманкой нижнеивакинской подсвиты; 9-трахибазальты нижнеивакинской подсвиты; 10-угленосные песчано-глинистые отложения верхнего палеозоя.

ложениями верхнего палеозоя, служившая препятствием на пути базальтового расплава. Таким же препятствием для покровов титанавгитовых базальтов являлись верхнепалеозойские осадочные отложения на юге оз.Пясины (рис. 27).

Суммарная структурно-фациальная характеристика щелочно-основных образований ивакинского времени показана на рис. 31. Наибольшая мощность ивакинской свиты достигает 330 м и фиксируется на севере ее ареала распространения. Вулканические аппараты ранне- и позднеивакинского времени не наследуют друг друга и расположены в пределах всего ареала распространения свиты. Западным ограничением распространения щелочно-основных базальтов служила Дудинская зона поднятий.

Вышележащие образования сиверминского времени состоят из 0-5 м горизонта вулканогенно-осадочных пород, развитых на севере и западе ареала распространения сиверминской свиты, и пачки 0-225 м маломощных потоков измененных базальтов с толеитовой и пойкилоофитовой структурой, между которыми совершенно отсутствуют туфогенные прослои. Малая мощность, исключительно вулканомиктовый состав и постоянная примесь терригенного, иногда угленосного, материала свидетельствует о том, что вулканогенно-обломочный горизонт образовался за счет размыва подстилающих образований ивакинской свиты и осадочных образований окружающей территории (рис. 32). Одинаковая мощность горизонта указывает на выровненную поверхность, что явилось результатом как нивелировки рельефа, существовавшего в конце перми за счет заполнения его неровностей вулканическими продуктами ивакинской свиты, так и компенсированного прогибания территории, подвергшейся ареальному вулканизму. На равнинный, вероятно, заболоченный характер указывает угольный пласт "Заметный", распространяющийся от гор Имангда до восточной оконечности Норильского плато.

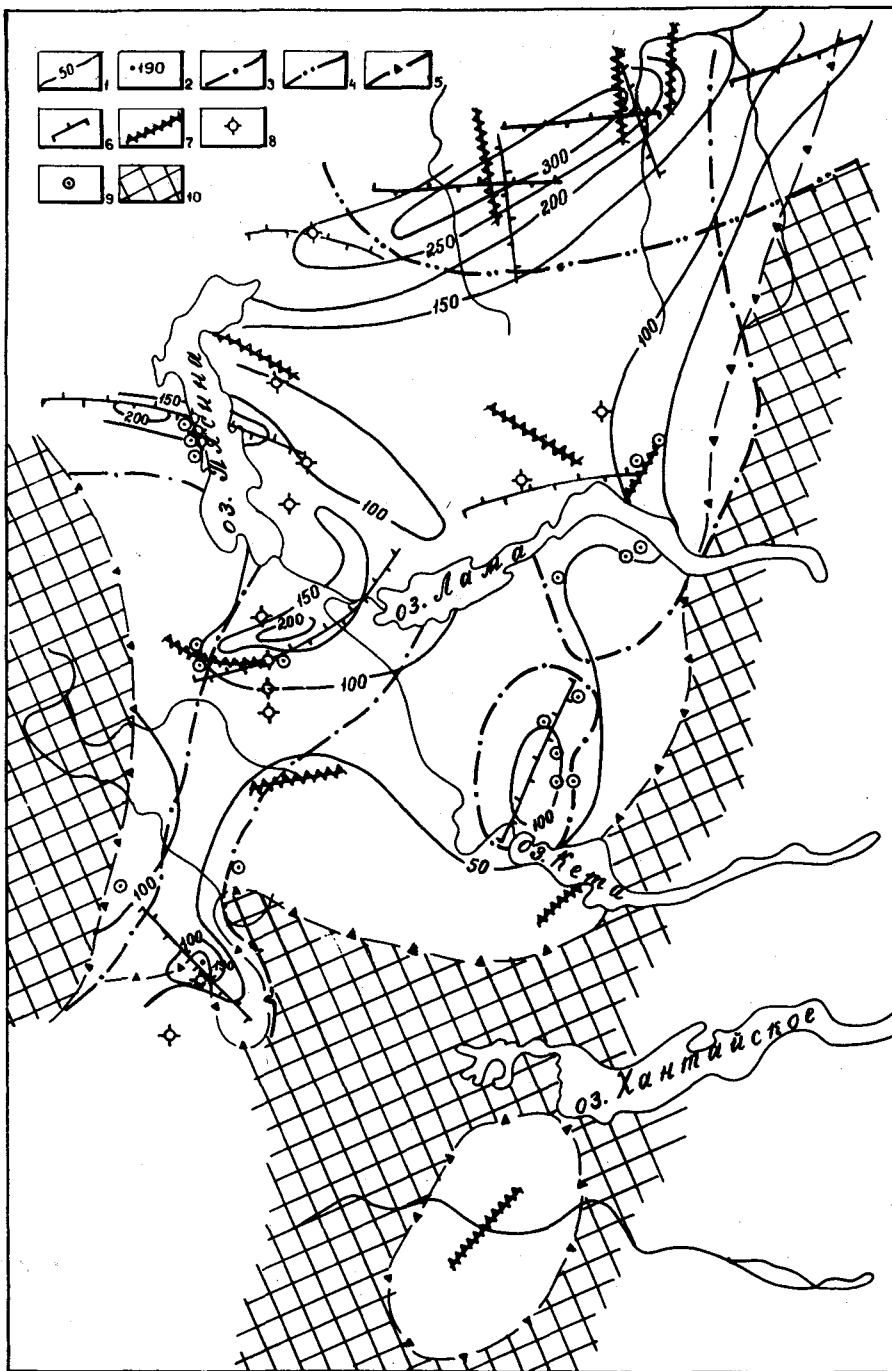


Рис. 31 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатократона для позднепермской эпохи. Ивакинское время.

Область накопления: 1-изопакиты, в м; 2-мощность, в м; 3-5-границы распространения пачек: 3-трахибазальтов, 4-пойкилооситовых базальтов с роговой обманкой, 5-лабрадоритовых, двуполовошпатовых и андезитовых базальтов; 6-7-вулканические аппараты трещинного типа: 6-раннеивакинского, 7-позднеивакинского времени; 8-9-вулканические аппараты центрального типа: 8-раннеивакинского, 9-позднеивакинского времени;

Подстилающие образования: 10-угленосные песчано-глинистые отложения верхнего палеозоя.

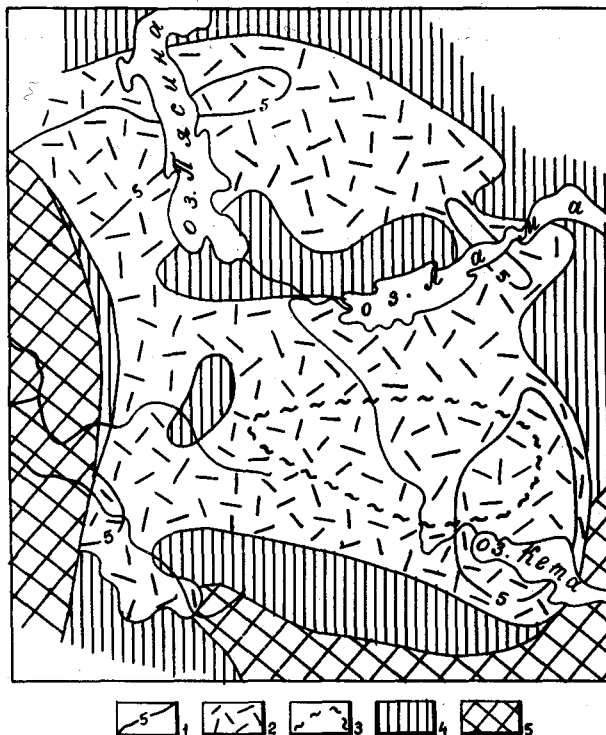


Рис. 32 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Сиверминское время. Базальный вулканогенно-обломочный горизонт основного состава. Область накопления: 1-изопакхты, в м; 2-удаленные пирокластические фации/вулканомиттовые породы;/ 3-ареал распространения угольного пласта; Подстилающие образования: 4-лабрадоровые, двуполевошпатовые и андезитовые базальты верхнеивакинской подсвиты; 5-угленосные песчано-глинистые отложения верхнего палеозоя.

На стр. 146

Малая мощность и протяженность потоков сиверминского времени не позволяет наметить предполагаемые центры вулканизма и определить их тип (рис. 33). По аналогии с вулканизмом Исландии вероятным механизмом образования маломощных быстро выклинивающихся потоков является щитовой тип извержения.

Структурно-фациальные схемы базального вулканогенно-обломочного горизонта и всех 3-х пачек для следующего гудчихинского времени показаны на рис. 34-37. Маломощный горизонт вулканомиктовых образований распространен локально (рис. 34) и является результатом разрушения базальтов нижележащей сиверминской свиты и близко расположенных терригенных угленосных отложений верхнего палеозоя. Порфировые базальты раннегудчихинского времени (рис. 35) так же как и щелочно-основные базальты ивакинского времени изливались из аппаратов трещинного типа. Область их максимального накопления расположена восточнее оз.Пясины, где фиксируется наибольшее количество покровов в разрезе пачки. В подошве образований нижегудчихинского времени севернее оз.Лама залегает мощный маркирующий покров плагиофировых базальтов. Среднегудчихинское время представлено пачкой мелких покровов пикритовых базальтов, максимальное количество которых достигает 20 на севере Хараелахского плато (рис. 36). Здесь также выделяется несколько очаговых зон, большая часть которых имеет линейную форму. Образования верхнегудчихинского времени распространены на небольшой площади и вероятно формировались за счет изливания из единственной трещины, расположенной юго-западнее оз.Лама. Асимметрия в расположении областей с различным количеством покровов этого времени (рис. 37) характерна для трещинного механизма извержения: толща или серия покровов быстро утоняется в одну сторону от питающей трещины и медленно в другую [125].

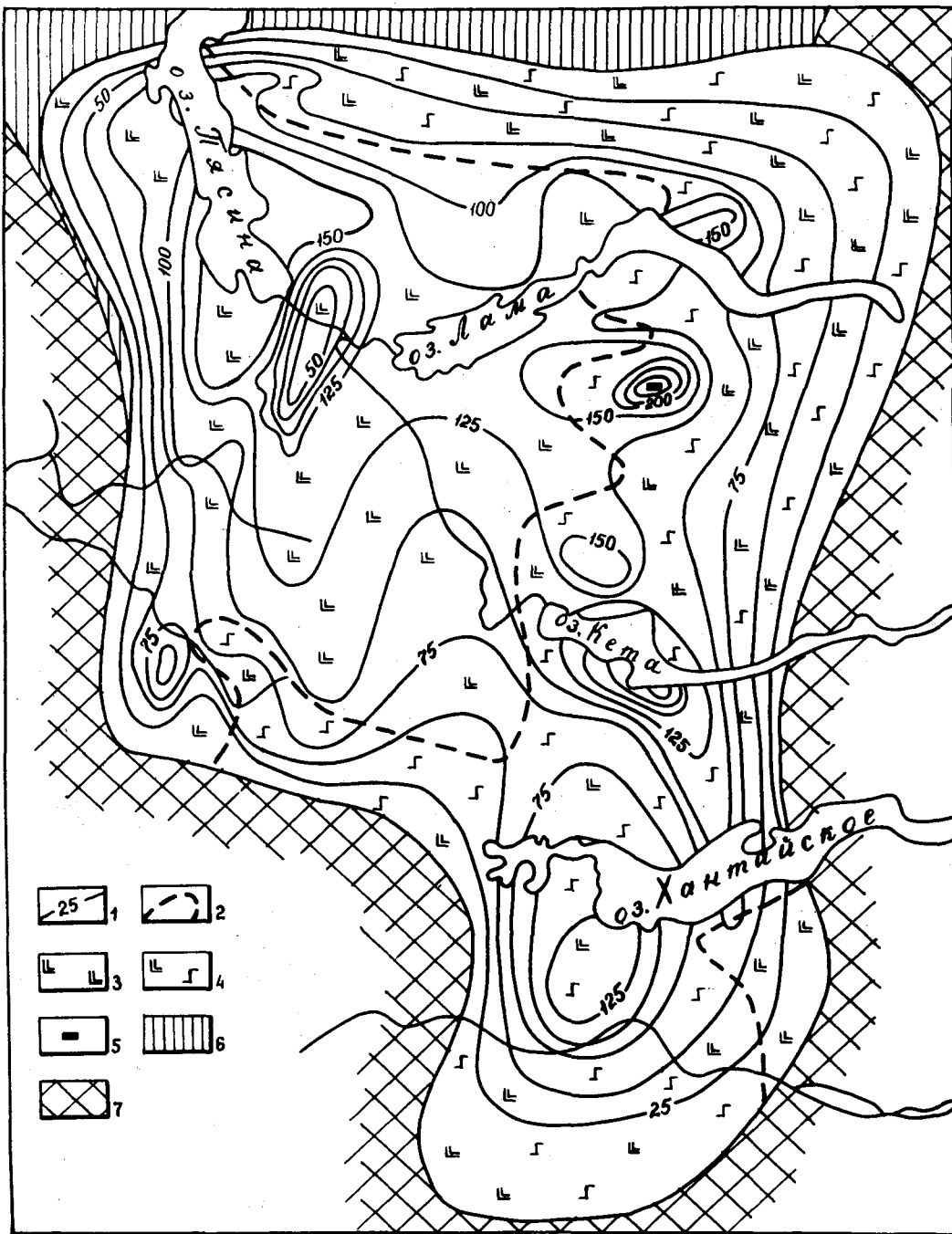


Рис. 33 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Сиверминское время.

Область накопления: 1-изопахиты, в м; 2-границы распространения фаций; 3-4-эффузивные фации, состоящие из: 3-покровов толеитовых базальтов, 4-покровов толеитовых и пойкилофитовых базальтов; 5-поток андезиновых базальтов; Подстилающие образования: 6-лабрадоровые, двуполевошпатовые и андезиновые базальты верхнеивакинской подсвиты; 7-угленосные песчано-глинистые отложения верхнего палеозоя.

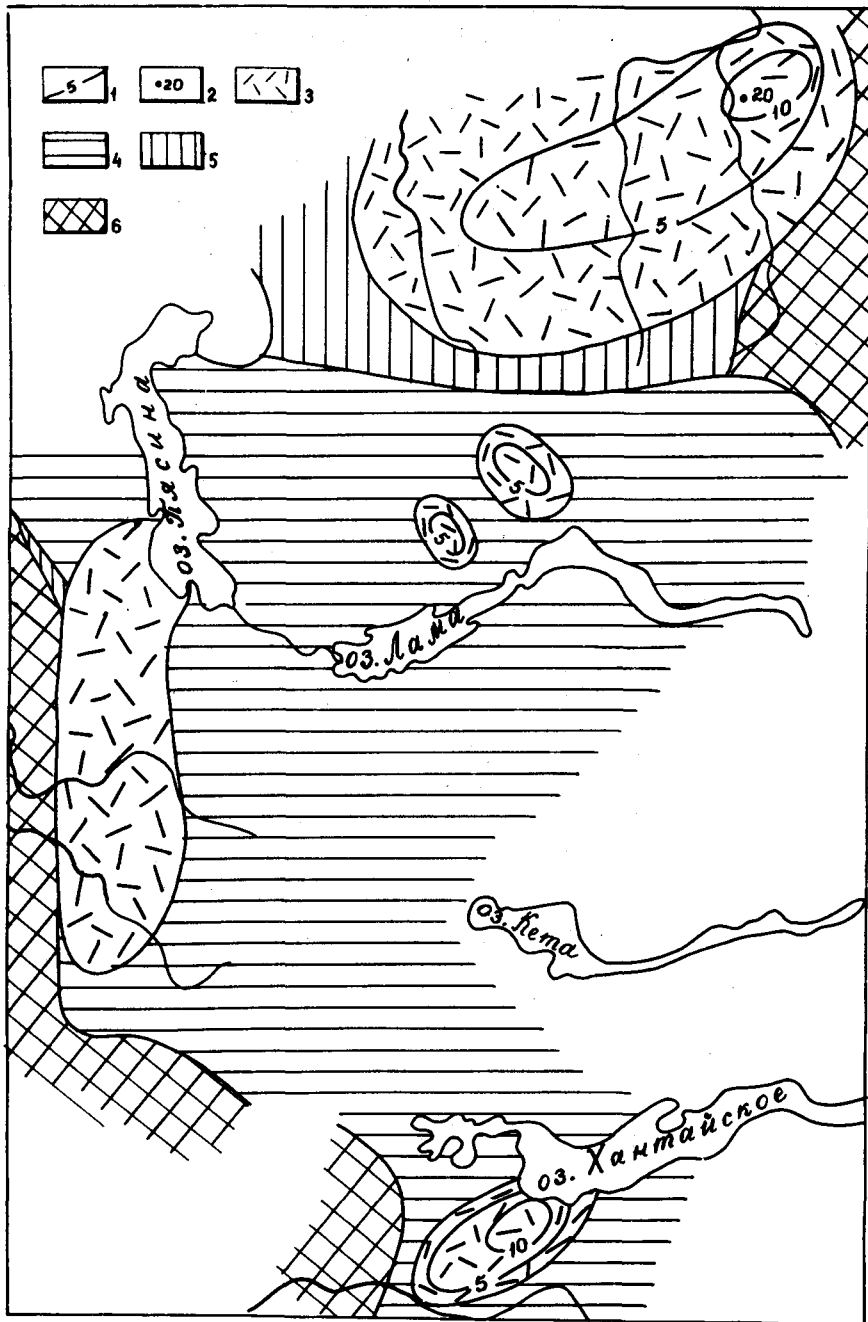


Рис. 34 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Раннегудчихинское время. Базальный вулканогенно-обломочный горизонт основного состава.

Область накопления: 1-изопакиты, в м; 2-мощность, в м; 3-удаленные пирокластические фации/вулканомиктовые породы;
Подстилающие образования: 4-толеитовые и пойкилоофитовые базальты сиверминской свиты; 5-лабрадорские, двуполевошатовые и андезитовые базальты верхнеивакинской подсвиты; 6-угленосные песчано-глинистые отложения верхнего палеозоя.

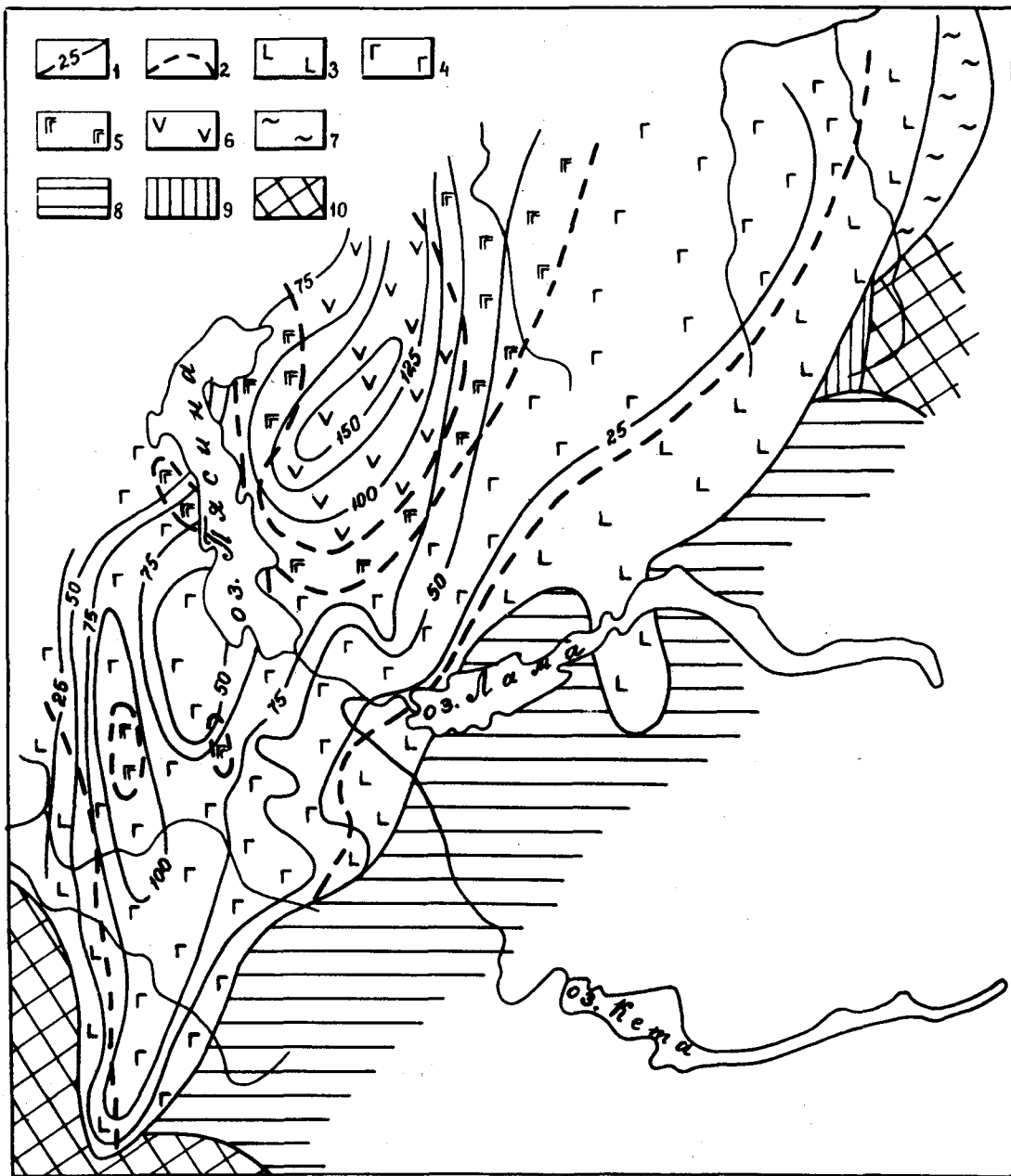


Рис. 35 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Раннегудчихинское время. Пачка порфировых базальтов.

Область накопления: 1-изопахиты, в м; 2-границы распространения фаций; 3-6-эффузивные фации, состоящие из: 3. 1покрова, 4. 2-4покровов, 5. 5-7покровов, 6. 8-10покровов;

Подстилающие образования: 7-базальный вулканогенно-обломочный горизонт гудчихинской свиты; 8-толеитовые и пойкилоофитовые базальты сыверминской свиты; 9-лабрадоровые, двуполевошпатовые и андезиновые базальты верхнеивакинской подсвиты; 10-угленосные песчано-глинистые отложения верхнего палеозоя.

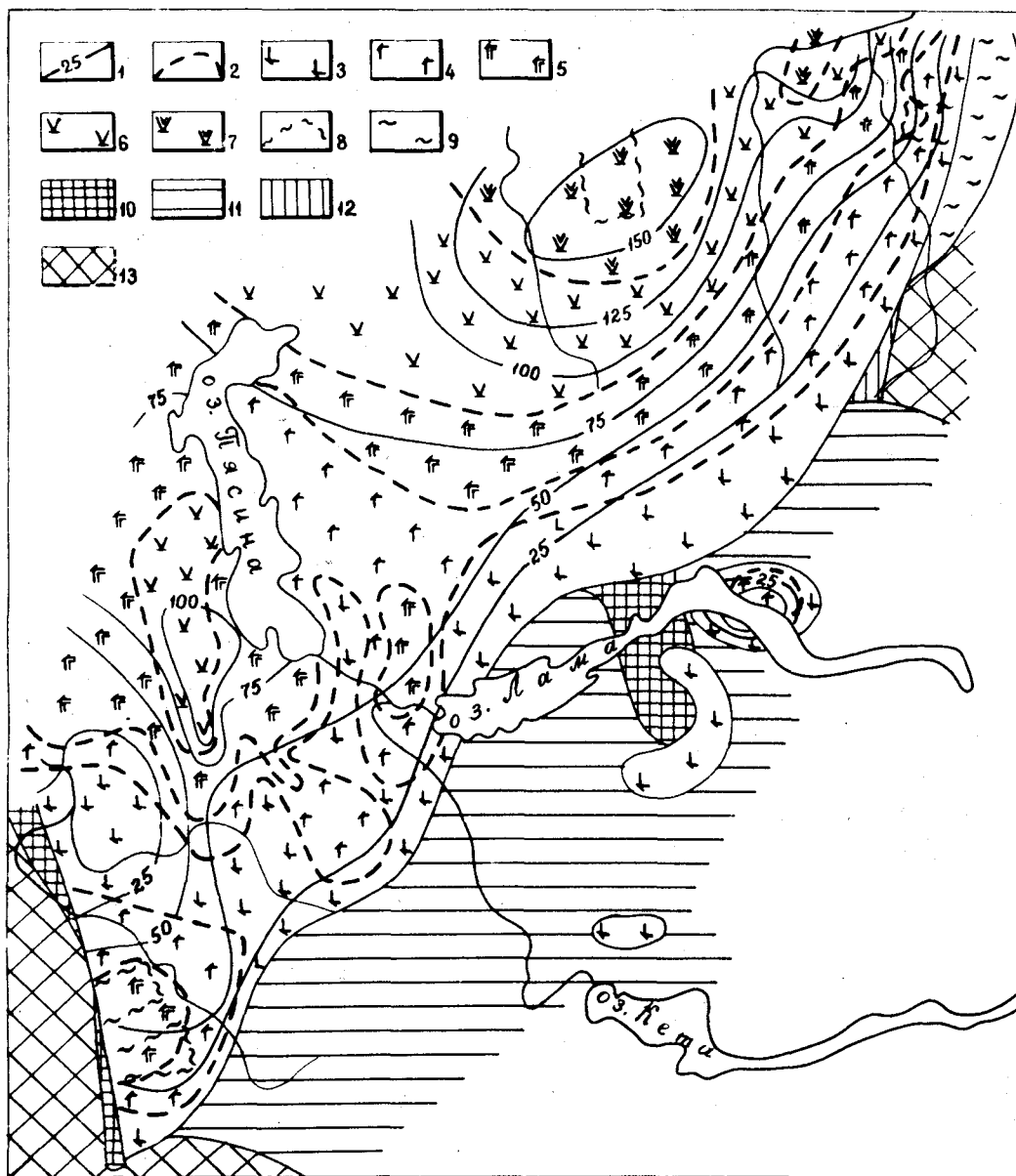


Рис.36 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусско-хатакратона для раннетриасовой эпохи. Среднегудчихинское время. Пачка пикритовых базальтов.

Область накопления: 1-изопахиты, в м; 2-границы распространения фаций; 3-7-эффузивные фации, состоящие из: 3. Ипокроя, 4. 2-4покровов, 5. 5-8покровов, 6. 9-14покровов, 7. 15-20покровов; 8-ареал распространения вулканомиктовых прослоев;

Подстилающие образования: 9-базальный вулканогенно-обломочный горизонт гудчихинской свиты; 10-порфиновые базальты нижнегудчихинской подсвиты; 11-толеитовые и пойкилоофитовые базальты сыверминской свиты; 12-лабрадоровые, двуполевошатовые и андезиновые базальты верхнеивакинской подсвиты; 13-угленосные песчано-глинистые отложения верхнего палеозоя.

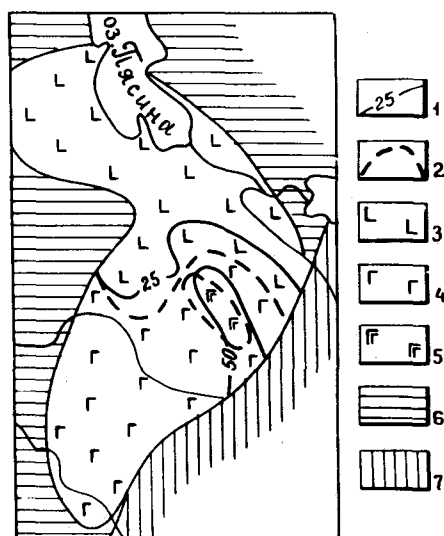


Рис. 37 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Позднегудчихинское время. Пачка порфировых базальтов.

Область накопления: 1-изопахиты, в м; 2-границы распространения фаций; 3-5-эффузивные фации, состоящие из: 3. 1покрова, 4. 2покровов, 5. 3покровов;

Подстилающие образования: 6-пикритовые базальты среднегудчихинской подсвиты; 7-нерасчлененные порфировые базальты гудчихинской свиты.

На стр. 152

Общая характеристика и палеоструктурный план гудчихинского времени, ареалы распространения пачек и расположение вулканических аппаратов показаны на рис. 38. Как и для ивакинского времени, ранне-, средне- и позднегудчихинские вулканические аппараты не наследуют друг друга и не связаны с палеоструктурным планом. Судя по изопахитам, препятствием для распространения базальтов гудчихинского времени являлся лишь небольшой отрезок Дудинского вала на западе Норильского плато.

Начиная с хаканчанского времени вулканическая деятельность проявлена практически на всей территории Тунгусской синеклизы. Детальный анализ разрезов хаканчанского времени показал, что мощность образований сильно варьирует, увеличиваясь на локальных участках развития жерловых фаций (рис. 39). Жерловые пирокластические фации вулканических аппаратов, как и для I-го рожковского горизонта, выполнены агломератовыми туфами, туфобрекчиями и крупнообломочными туфами. Нередко, в окрестностях жерла появляются отдельные маломощные потоки базальтов с пойкилоофитовой структурой, стекающие со склона вулканического конуса. По мере удаления от центров пирокластических выбросов хаканчанская свита резко уменьшает свою мощность (до 2-20 м) и на большей части Норильского района она известна как II-ой рожковский горизонт, сложенный продуктами разрушающихся вулканических аппаратов: вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, реже мелкообломочными туфами. Появляется слоистость и признаки сортировки материала.

Покровы измененных базальтов туклонского времени изливались на неровную поверхность пирокластических образований хаканчанской свиты. В бассейне оз. Лама среди покровов с толеитовой и пойкилоофитовой структурами появляются несколько покровов пикритовых базальтов, занимающих промежуточное положение между типичными

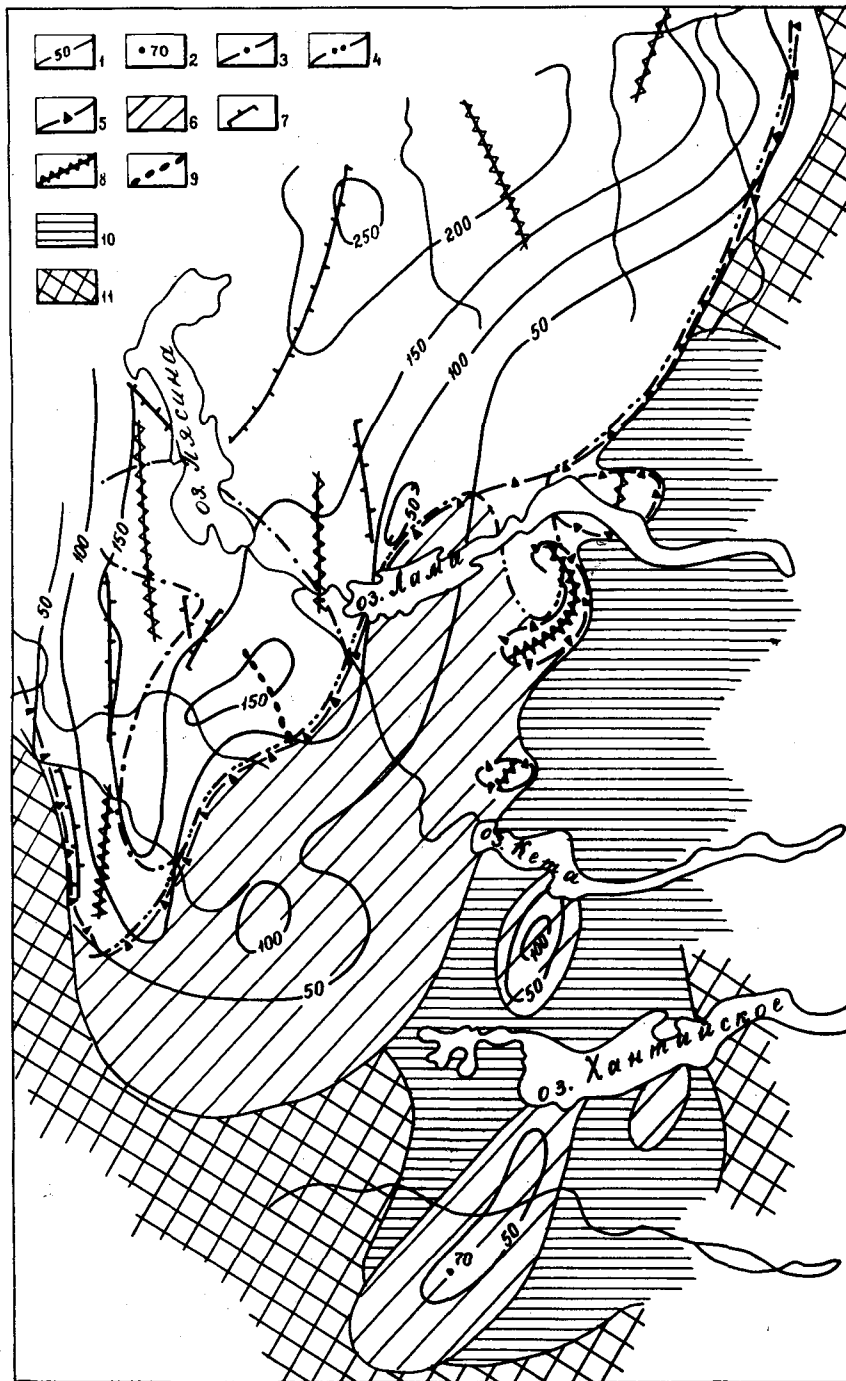


Рис. 38 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Гудчихинское время.

Область накопления: I-изопакиты, в м; 2-мощность, в м; 3-5-границы распространения пачек: 3-порфировых базальтов нижней подсвиты, 4-пикритовых базальтов средней подсвиты, 5-порфировых базальтов верхней подсвиты; 6-нерасчлененные порфировые базальты гудчихинской свиты; 7-9-вулканические аппараты трещинного типа: 7-раннегудчихинского, 8-среднегудчихинского, 9-позднегудчихинского времени;

Подстилающие образования: 10-толеитовые и пойкилоофитовые базальты сьверминской свиты; II-угленосные песчано-глинистые отложения верхнего палеозоя.

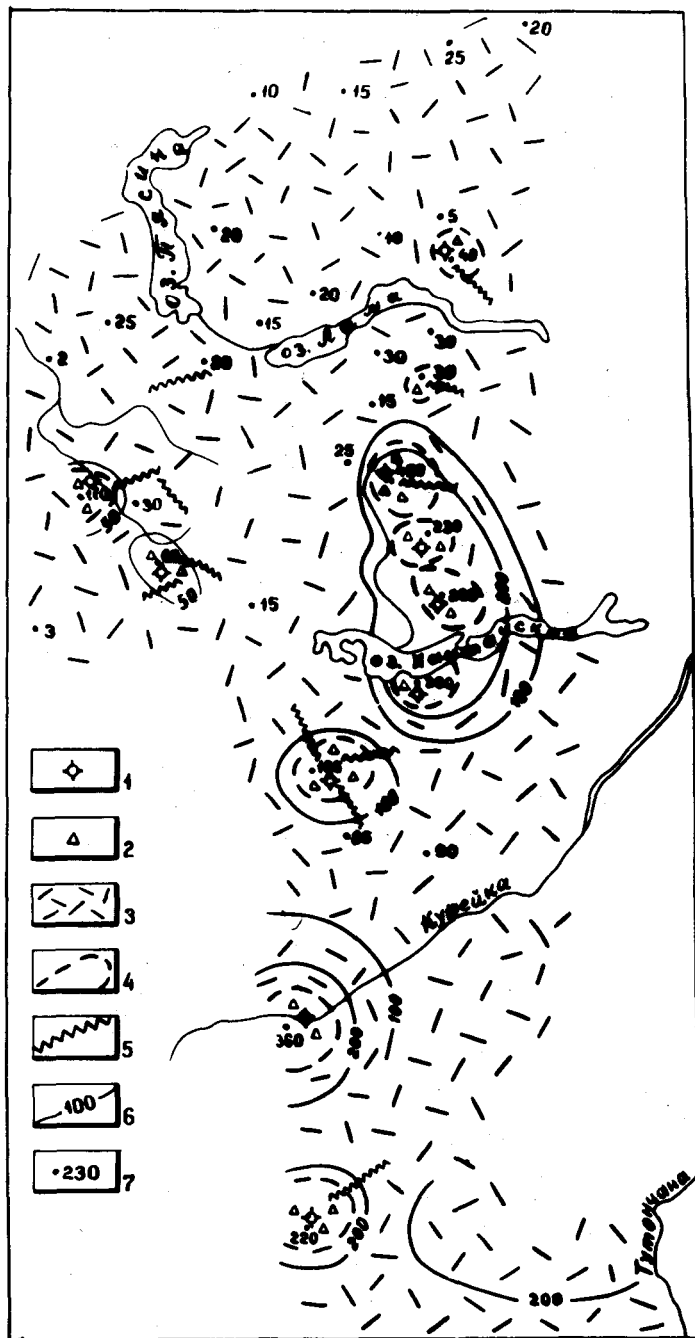


Рис. 39 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Хаканчанское время.

1-вулканические аппараты центрального типа; 2-3-пирокластические фации: 2-жерловые и прижерловые /агломератовые и крупнообломочные туфы/, 3-промежуточные и удаленные /псаммитовые туфы и вулканомиктовые породы/; 4-границы распространения фаций; 5-маломощные потоки базальтов; 6-изопахиты, в м; 7-мощность, в м.

пикритовыми базальтами гудчихинской свиты и обычными пойкилоофитовыми базальтами. Здесь же в составе свиты распространен горизонт покровов порфировых базальтов (рис. 40). В бассейне озер Кета и Глубокое встречены отдельные потоки андезитовых базальтов. На севере ареала распространения свиты появляется большое количество туфогенных прослоев, являющихся промежуточными и удаленными фациями туфовых вулканов туклонского времени. Малая мощность и значительное количество покровов туклонского времени затрудняет определение центров вулканической деятельности. Поскольку при одинаковом химическом и минералогическом составе структура базальтов в значительной мере определяется режимом остывания покрова, а значит и его положением относительно источника, выделенные концентрические центры с исключительным развитием в разрезе базальтов с пойкилоофитовой структурой, возможно, фиксируют местоположения сводов щитовых построек. Более определенно устанавливаются линейные аппараты трещинного типа, продуцирующие пачку пикритовых базальтов (рис. 41). Все они располагаются внутри ареала распространения горизонта.

Туклонские базальты перекрыты порфировыми и полифировыми лавами надеждинского времени, мощность которых нарастает с юго-востока на северо-запад и достигает 550 м на юго-западе оз. Пясины. Южнее бассейна нижнего течения р. Курейки в составе базальтов надеждинского времени появляются прослой вулканогенно-осадочных пород, образуя тимерскую толщу смешанного состава. Выделение на северо-востоке Тунгусской синеклизы чангадинской толщи полифировых и афировых базальтов, являющейся стратиграфическим аналогом надеждинской свиты, позволяет считать, что в надеждинское время вулканическая деятельность охватила всю северную часть Тунгусской синеклизы (рис. 42). Огромное количество базальтового

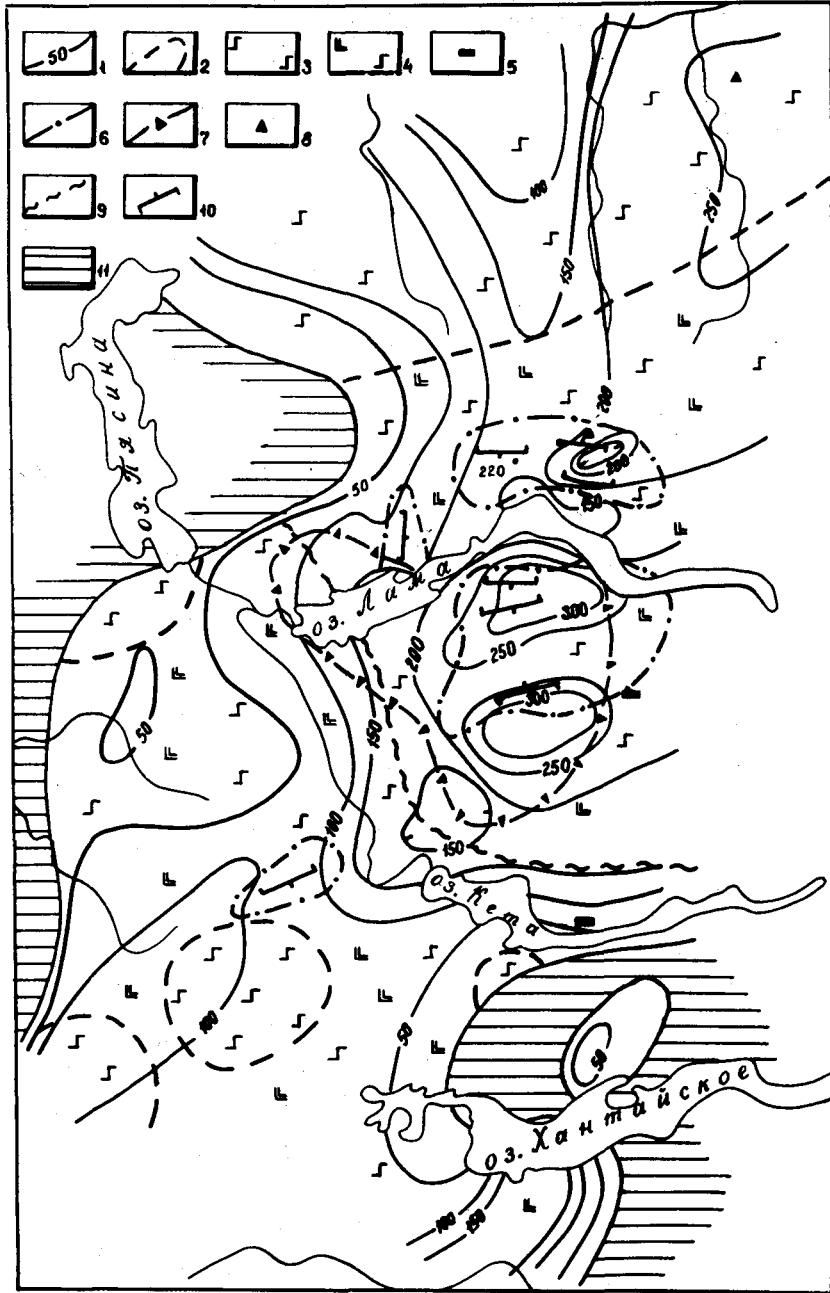


Рис. 40 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Туклонское время.

Область накопления: I-изопакиты, в м; 2-границы распространения фаций; 3-4-эффузивные фации, состоящие из: 3-покровов пойкилофитовых базальтов, 4-покровов толеитовых и пойкилофитовых базальтов; 5-маломощные потоки андезитовых базальтов; 6-7-границы распространения пачек: 6-пикритовых базальтов, 7-порфировых базальтов; 8-жерловые фации/агломеративные туфы; 9-ареал распространения промежуточных и удаленных фаций/псаммитовые туфы и вулканомиктовые породы; 10-вулканические аппараты срединного типа, продуцирующие пикритовые базальты; Подстилающие образования: II-туфы и вулканомиктовые породы хаканчанской свиты.

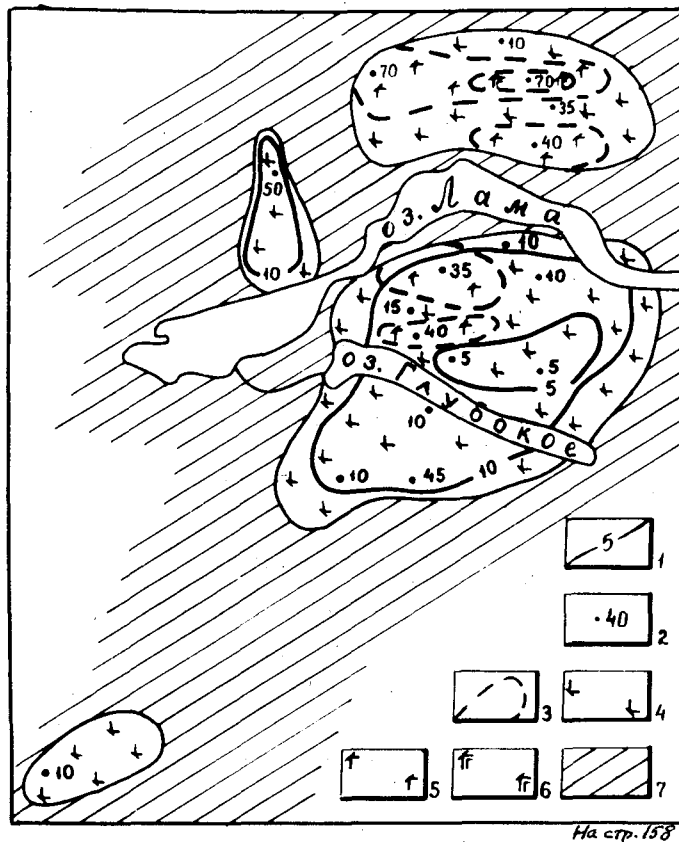


Рис. 41 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Туклонское время. Пачка пикритовых базальтов.

Область накопления: 1-изопахиты, в м; 2-мощность, в м; 3-границы распространения фаций; 4-6-эффузивные фации, состоящие из: 4. 1 покрова, 5. 2 покровов, 6. 3 покровов;

Подстилающие образования: 7-толеитовые и пойкилозитовые базальты туклонской свиты.

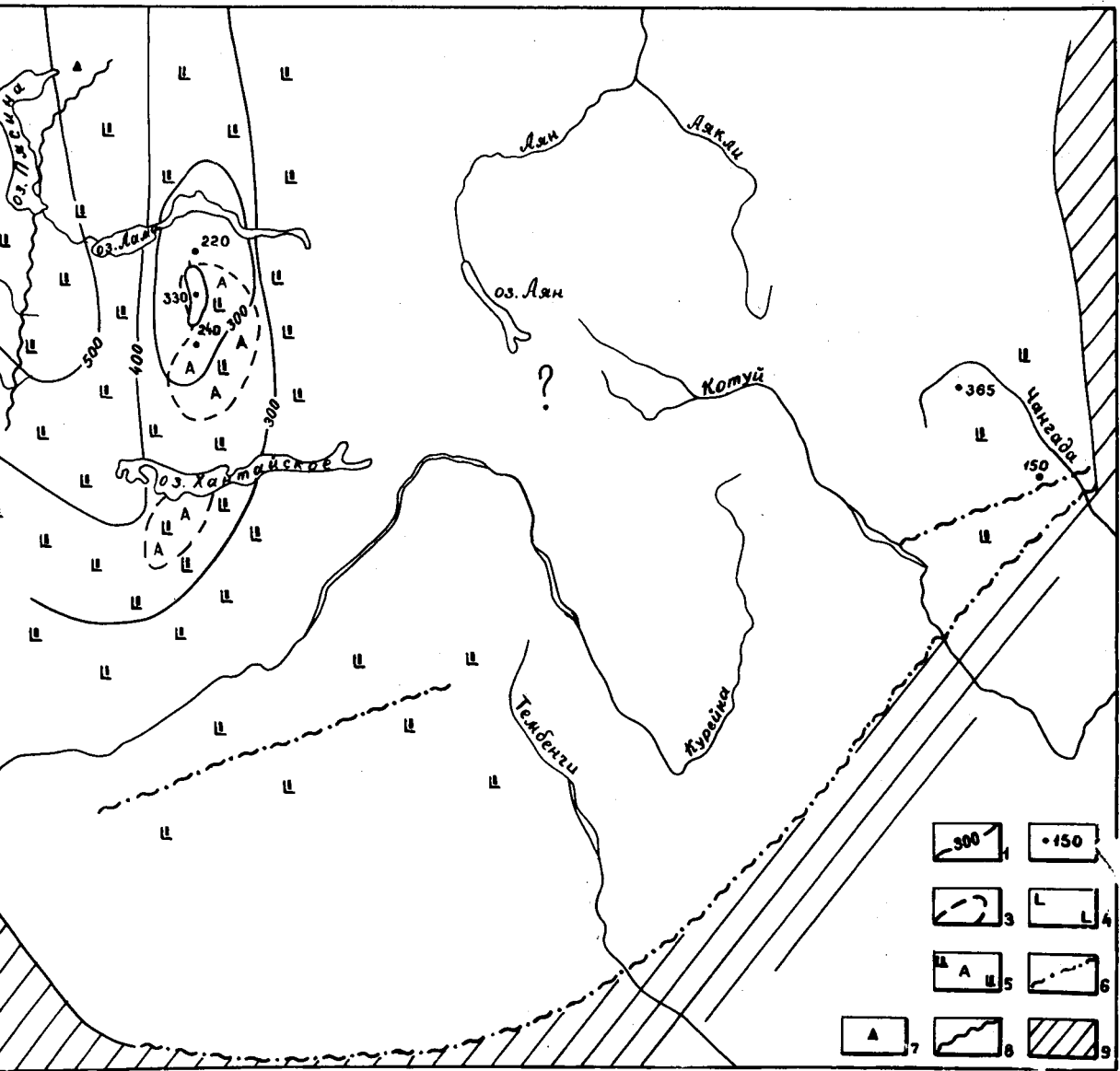


Рис. 42 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Надеждинское время.

Область накопления: 1-изопакиты, в м; 2-мощность, в м; 3-границы распространения фаций; 4-5-эффузивные фации, состоящие из: 4-порфировых и полифировых базальтов, 5-порфировых, полифировых и андезитовых базальтов; 6-область распространения тимерской толщи; 7-жерловые фации/агломеративные туфы; 8-ареал распространения промежуточных и удаленных фаций/псаммитовые туфы и вулканомиктовые породы; Подстилающие образования: 9-туфы и вулканомиктовые породы тутончанской свиты.

расплава, поступавшего на поверхность из недр Земли, выравнивало дотриасовый рельеф и привело к все большему изостатическому прогибанию этой территории синеклизы. В силу особенностей современного структурного плана (крутое северо-западное крыло) полных разрезов надеждинского времени сохранилось мало. Это обстоятельство не позволяет выделять какие-либо вулканические центры надеждинского времени по описанной методике.

В то время как на северо-западе синеклизы происходили выбросы хаканчанских туфов и изливались базальты туклонского и надеждинского времени, на юге и в центральных районах Тунгусского хакратона отлагались вулканогенно-осадочные породы тутончанского времени. Анализ распределения мощностей и фаций тутончанской свиты показал, что ее формирование происходило за счет выбросов пирокластического материала из отдельных вулканических аппаратов центрального типа (рис. 43). Меньшая мощность свиты и более выдержанный литологический состав объясняется тем, что в то время как туфы и вулканомиктовые образования хаканчанской свиты перекрывались лавами туклонской и надеждинской свит и тем самым предохранялись от разрушения, вулканические аппараты тутончанской свиты продолжали разрушаться, нивелируя рельеф подстилающих верхнепалеозойских образований и заполняя палеопонижения. Малое количество агломератовых и крупнообломочных туфов в тутончанской свите объясняется не только значительным размывом вулканических конусов, но также и их меньшей плотностью. Вероятно с северо-запада на юго-восток количество редких вулканических аппаратов тутончанского времени уменьшалось и поэтому свита представлена в основном слоистыми вулканогенно-осадочными и вулканомиктовыми породами. На северо-востоке Тунгусской синеклизы редкие, заполненные вулканическими брекчиями, аппараты центрального типа

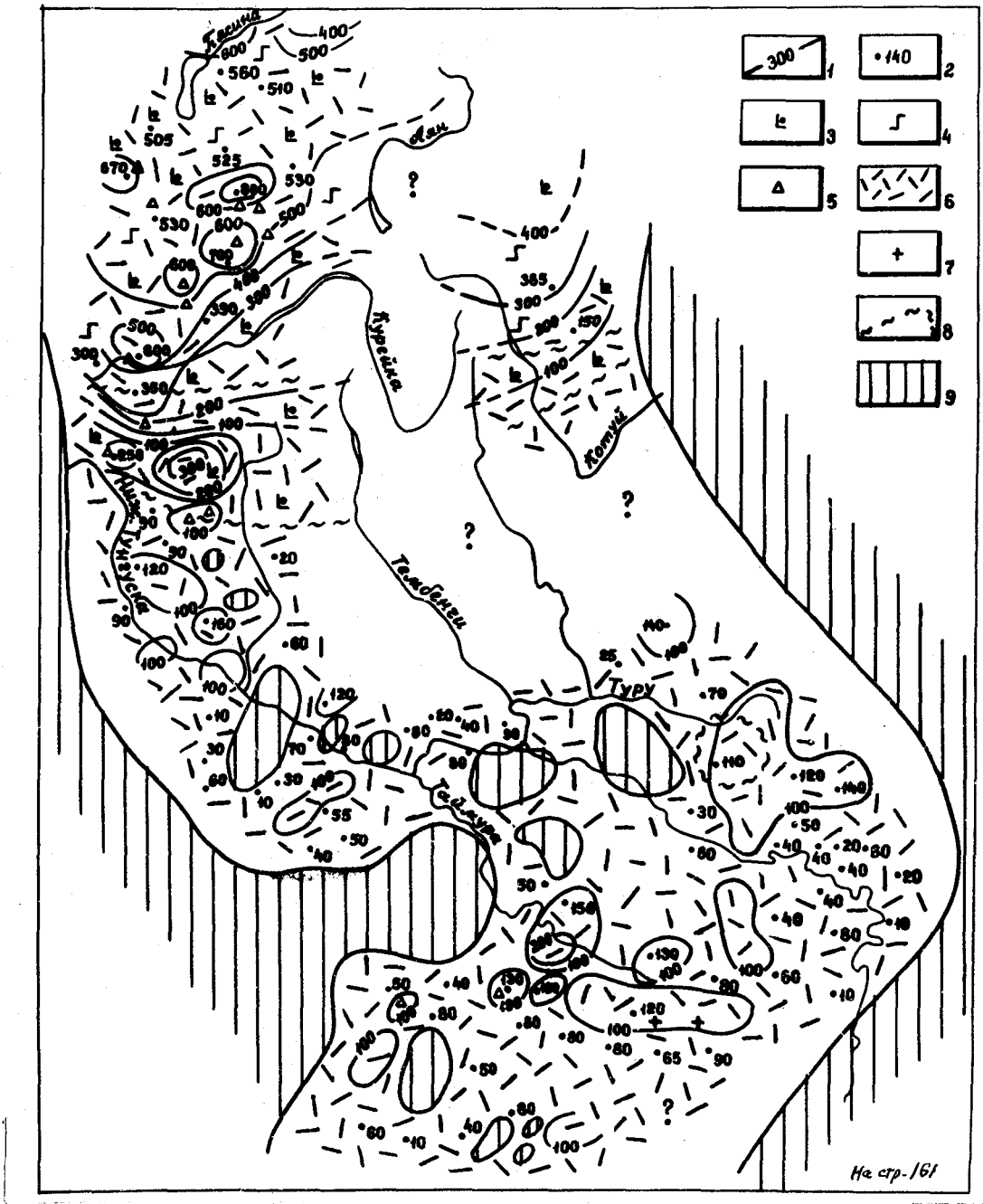


Рис. 43 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Тутончанское время. Область накопления: 1-изопакиты, в м; 2-мощность, в м; 3-4-эффузивные фации, состоящие из: 3-порфировых и полифировых базальтов, 4-пойкилоситовых базальтов; 5-6-пирокластические фации: 5-жерловые и прижерловые /агломератовые и крупнообломочные туфы/, 6-промежуточные и удаленные /псаммитовые туфы и вулканомиктовые породы/; 7-линзы известняков; 8-область распространения тьмерской толщи; Подстилающие образования: 9-угленосные песчано-глинистые отложения верхнего палеозоя

служили источником вулканогенно-осадочного материала, слагающего маломощные прослои на краю ареала распространения базальтов чангадинской толщи (гл. III).

Следующим этапом вулканической деятельности на Тунгусской синеклизе явилось формирование мощной пирокластической толщи двурогинского времени (рис. 44). Последовательное сопоставление многочисленных частных разрезов и оконтуривание участков концентрации грубообломочных пирокластических фаций (на такой путь указывал С.В.Обручев [53]) позволило установить, что выбросы пирокластического материала происходили из множества вулканических аппаратов центрального типа, действовавших практически на всей территории Тунгусской синеклизы. Для понимания механизма эксплозивной деятельности и характера распределения пирокластических продуктов этого времени наилучшими объектами являются правобоярская и двурогинская свиты, поскольку впоследствии они были перекрыты новыми покровами базальтов и тем самым сохранились от разрушения (гл. III, рис. 16, 17, 20). Палеоструктурно-фациальная реконструкция пирокластических образований этих свит показывает их полную аналогию с пирокластической деятельностью вулканов хаканчанско-тутончанского времени. Из отдельных, достаточно плотно расположенных вулканических аппаратов центрального типа выбрасывались разнообломочные туфы, распределенные относительно центра в порядке убывания размера обломочного материала. Уже на расстоянии первых километров от центра выброса в разрезе свит доминируют мелкообломочные туфы и продукты разрушения вулканических аппаратов. При этом мощность свиты резко снижается, нередко от 300-400 м до 15-20 м.

В центральных и южных частях Тунгусской синеклизы пирокластическая толща двурогинского времени представлена раннекорвун-

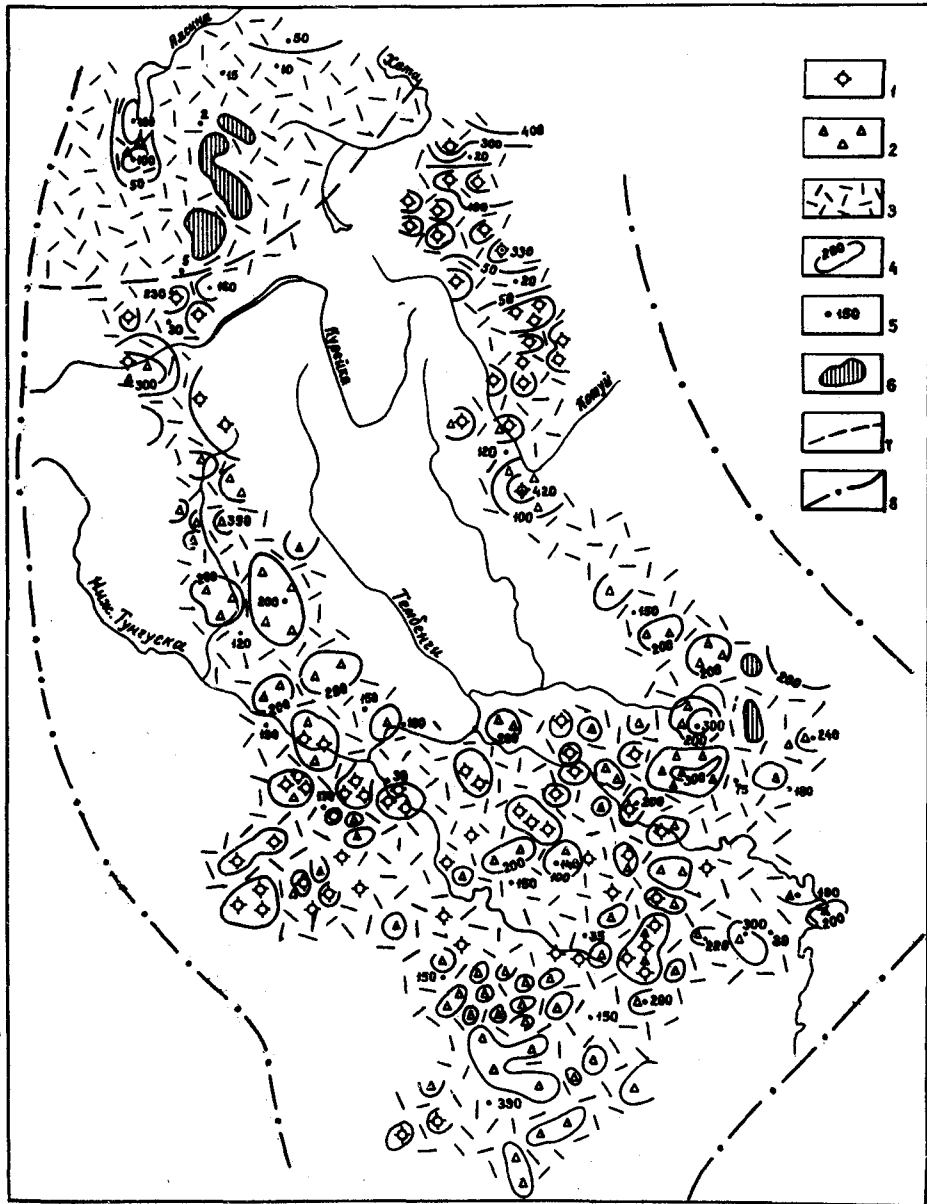


Рис. 44 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Двурогинское время. 1-вулканические аппараты центрального типа; 2-агломеративные и крупнообломочные туфы, туфобрекчии; 3-псаммитовые туфы и вулканомиктовые породы; 4-изопахиты, в м; 5-мощность, в м; 6-подстилающие образования; 7-граница активной вулканической деятельности; 8-предполагаемая граница взрывного вулканизма.

На стр. 163

чанской (учаминской) подсвитой, являющейся литолого-стратиграфическим аналогом правобоярской и двурогинской свит. Там где корунчанская свита перекрыта лавами и вулканические аппараты сохранились от значительного разрушения, мощность толщи агломератовых туфов достигает 300-400 м и отчетливо вырисовывается концентрический структурный план вулканических аппаратов. В более южных и юго-восточных районах синеклизы, свободных от лавового экрана, наблюдаются меньшие мощности агломератовых туфов (150-250 м) и большая фациальная пестрота разреза толщи. Очевидно, что основной причиной является не особый тип извержения и меньшая активность туфовых вулканов, а внешние экзогенные процессы, разрушающие вулканические аппараты и выравнивающие мощности пирокластической толщи в целом. Слабая обнаженность и отсутствие экранирующего влияния лав снижают достоверность палеовулканологических реконструкций.

Начиная с аянского времени произошла новая мощная вспышка эффузивного вулканизма. Базальтовые покровы путоранской серии распространялись последовательно с севера на юг, захватывая и вовлекая в компенсированное погружение все более обширные территории. Границами погружающихся лавовых бассейнов служила грубо-обломочная туфовая толща двурогинского времени, занимавшая относительно более высокое гипсометрическое положение и являвшаяся естественным препятствием на пути базальтового расплава. Свидетельством этого является как наблюдаемое расширение ареала распространения вышележащих свит, так и появление в периферийных разрезах лавовых свит значительного количества вулканомиктовых прослоев. Зависимость латеральной протяженности базальтовых полей от топографии бассейна накопления отмечалась для миоценовых плато-базальтов р.Колумбия в Северной Америке [125] .

Область накопления базальтов аянского времени представляет собой открытую к северу обширную впадину выполненную преимущественно толеитовыми лавами, максимальная мощность разреза которых достигает 650 м вдоль оси Тунгусской синеклизы (рис. 45). В устье р.Калтымы и на отдельных участках Хараелахской и Иконской мульды в разрезе свиты появляются линзовидные горизонты полевошпатовых пикритовых трахибазальтов и анкарамитовых базальтов. В бассейне оз.Хантайское в верхней части свиты толеитовые базальты фациально замещаются трахибазальтами юряхской толщи, общей мощностью до 150 м. Распределение пирокластических фаций вулканогенно-обломочного горизонта, подстилающего покровы трахибазальтов, и их палеоструктурный план контролируется размещением вулканов центрального типа и рельефом подстилающих базальтов аянской свиты (рис. 46). Вблизи жерла обычно развиты агломератовые и крупнообломочные туфы, которые на его периферии быстро сменяются псаммитовыми туфами и вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами. Участки с максимальным количеством покровов в разрезе вышележащей толщи трахибазальтов нередко расположены над центрами пирокластической деятельности (рис. 47). Судя по изометричным контурам таких участков юряхские трахибазальты изливались из аппаратов центрального типа, расположенных в присводовой части пологого щитового вулкана. Выходные отверстия вулканов фиксируются в бассейнах рек Хаканча и Эдындэ.

Базальты и трахибазальты аянского времени, а за границами их распространения, туфы двурогинского времени перекрыты мощной толщей недифференцированных базальтов хоннамакитской свиты. Поскольку толеитовые лавы хоннамакитского времени почти в полном объеме развиты на большей части Тунгусской синеклизы, они являются благоприятным объектом для изучения структурно-фациальных

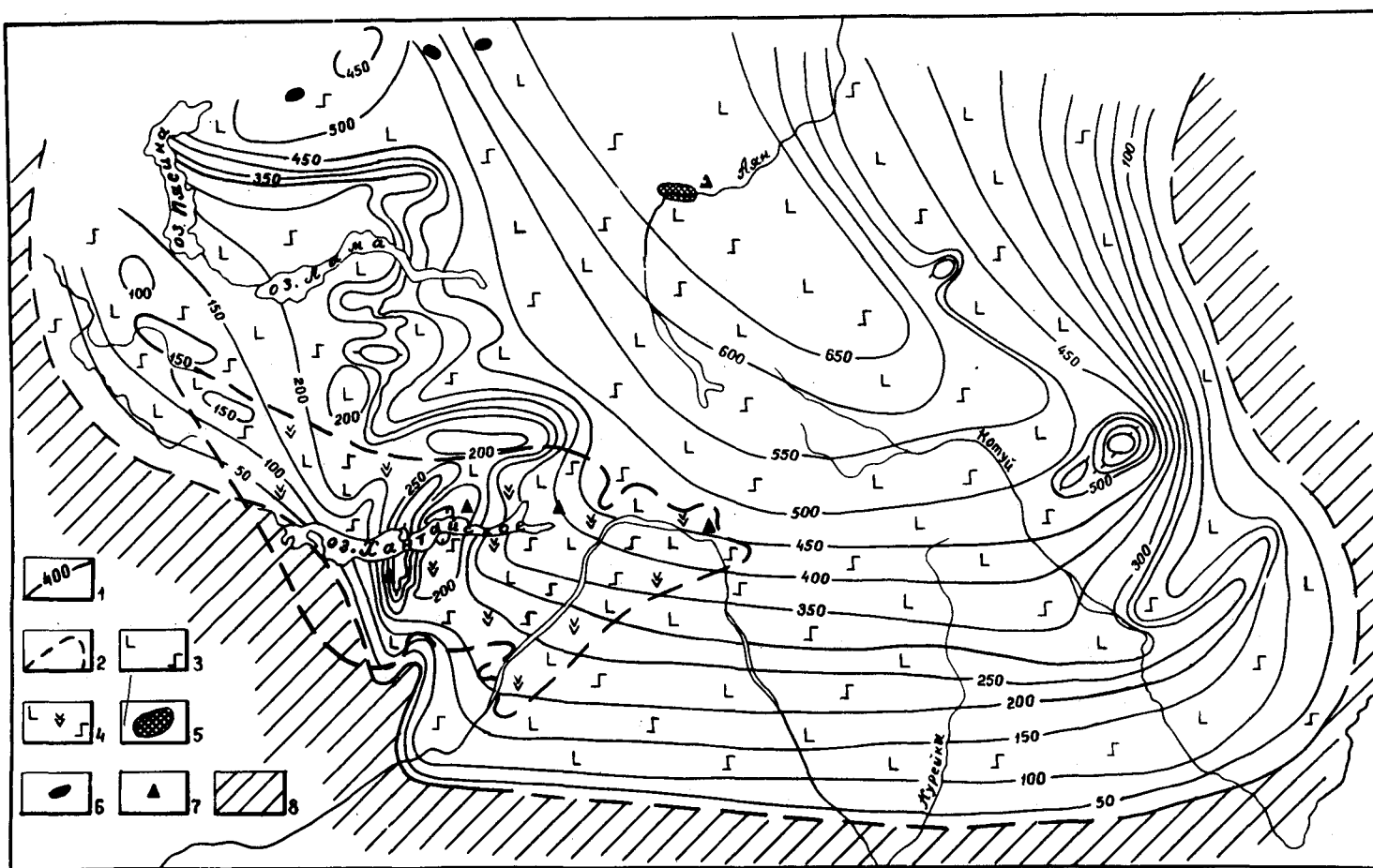


Рис. 45 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Аянское время.

Область накопления: 1-изопахиты, в м; 2-границы распространения фаций; 3-4-эффузивные фации, состоящие из: 3-покровов афировых и порфировых базальтов с микродагеритовой, толеитовой и интерсертально-пойкилозитовой структурами, 4-покровов афировых и порфировых базальтов с микродагеритовой, толеитовой, интерсертально-пойкилозитовой структурами и покровов трахибазальтов; 5-пикритовые трахибазальты; 6-анкарамитовые базальты; 7-жерловые фации/агломеративные туфы; Подстилающие образования: 8-туфы двурогинской, корвунчанской и правобоярской свит.

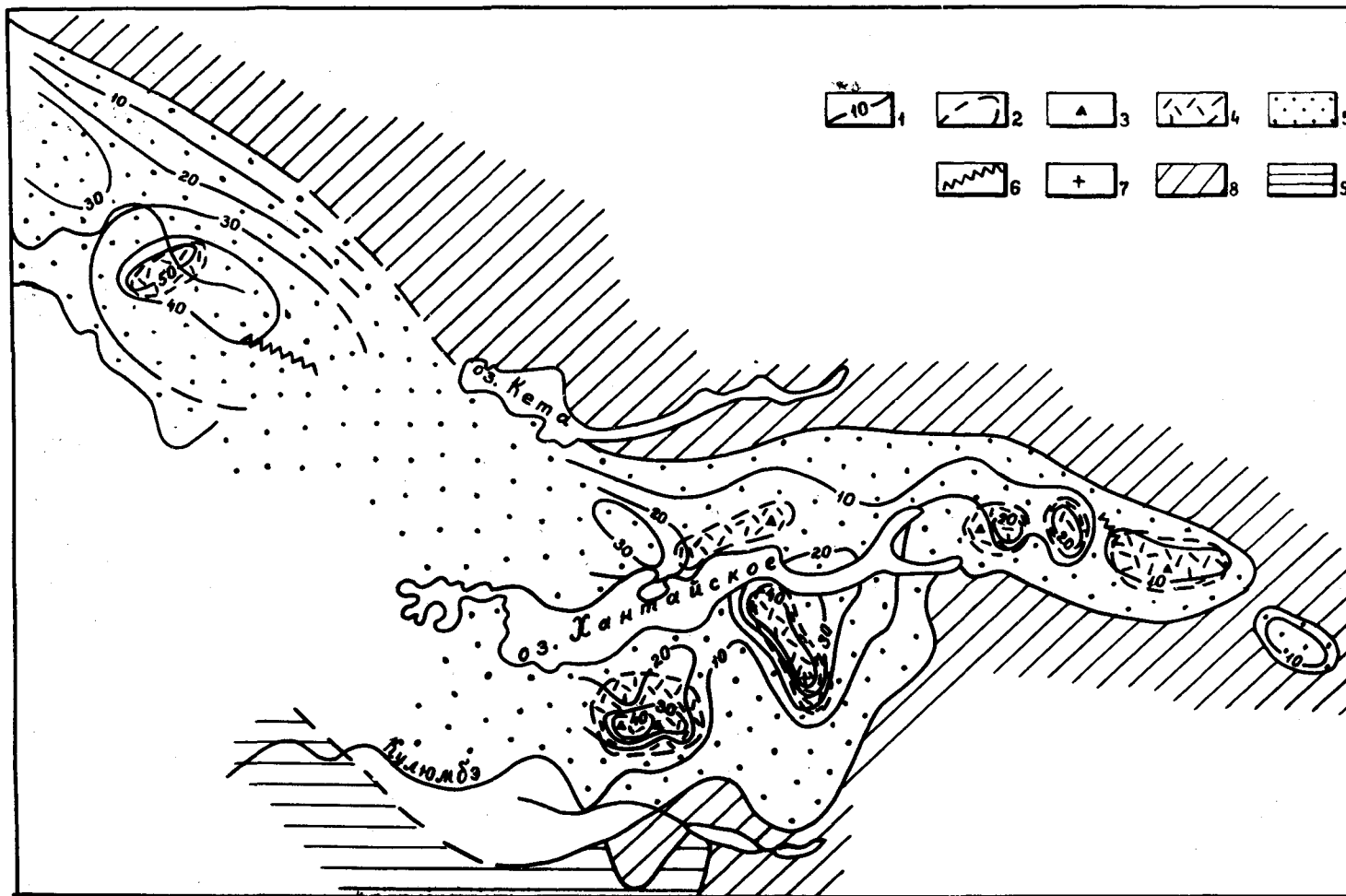


Рис. 46 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Дрякское время. Базальный вулканогенно-обломочный горизонт основного состава.

Область накопления: 1-изопахиты, в м; 2-границы распространения фаций; 3-5-пирокластические фации: 3-жерловые/агломератовые туфы/, 4-прижерловые и промежуточные/крупнообломочные и псаммитовые туфы/, 5-удаленные/вулканомиктовые породы/; 6-маломощные потоки базальтов; 7-линзы известняков; Подстилающие образования: 8-базальты аянской свиты; 9-туфы двурогинской свиты.

На стр. 167

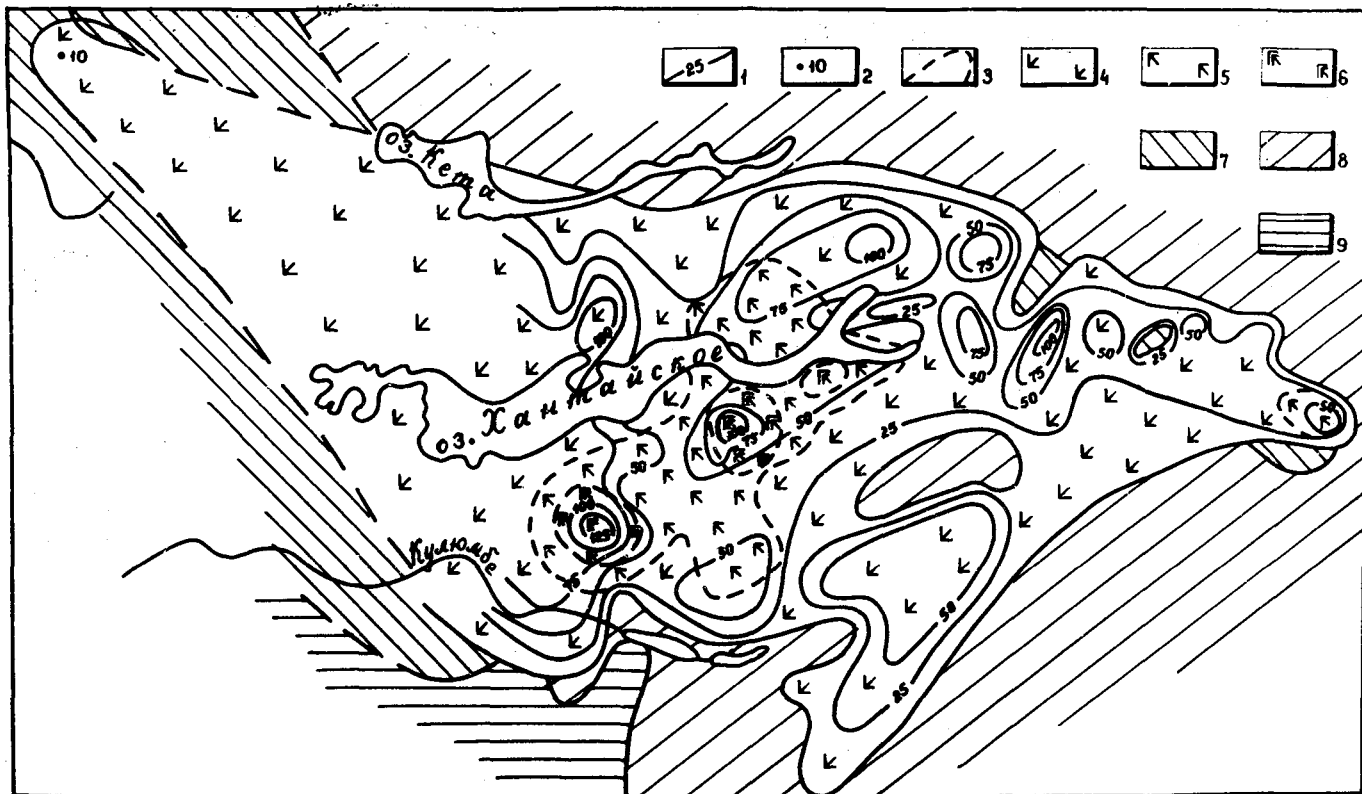


Рис. 47 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Юрхское время. Пачка трахибазальтов.

Область накопления: 1-изопахиты, в м; 2-мощность, в м; 3-границы распространения фаций; 4-6-эффузивные фации, состоящие из: 4. 1-Зпокровов, 5. 3-5покровов, 6. 5-7покровов;

Подстилающие образования: 7-базальный вулканогенно-обломочный горизонт юрхской толщи; 8-базальты аянской свиты; 9-туфы двурогинской свиты.

№ стр. 168

характеристик отдельных вулканогенных ритмов паторанской серии.

Грубообломочные пирокластические фации базального вулканогенно-обломочного горизонта основного состава слагают изолированные участки изометричной формы, в отличие от вулканомиктовых пород, выполняющих обширные палеоседиментационные бассейны (рис. 48). Горизонты и линзы известняков, формировавшихся в лагунных условиях, приурочены почти исключительно к седиментационным бассейнам. Редкие маломощные потоки базальтов фиксируются не только в пределах участков развития жерловых фаций, где они связаны с деятельностью вулканических аппаратов центрального типа. Вероятно в это время отдельные порции базальтового расплава изливались из единичных жерл центрального типа и в виде потоков заполняли понижения рельефа.

Надаянский и делочинский маркирующие горизонты формируются за счет практически одновременного действия множества коротких трещин исландского типа (рис. 49, 51), положение которых определяется появлением в разрезах наибольшего количества покровов афанитовых базальтов. Участки с максимальным количеством покровов в разрезе в большинстве случаев занимают ограниченную площадь и имеют линейную форму. Наблюдения над современными продуктами трещинных излияний в Исландии показали, что характерной чертой мощных покровов афанитовых базальтов является столбчатая отдельность. Она возникает при излиянии лав в прогрессивно опускающийся бассейн, где условия застывания базальтовых покровов близки к статическим [125]. При этом, несмотря на то, что афанитовые базальты обладают большей вязкостью, чем базальты с пойкилоофитовой структурой, они растекаются практически по горизонтальной поверхности [129]. Отсюда понятна определяющая роль многочисленных мелких трещин, из которых происходит одновременная эффузия распла-

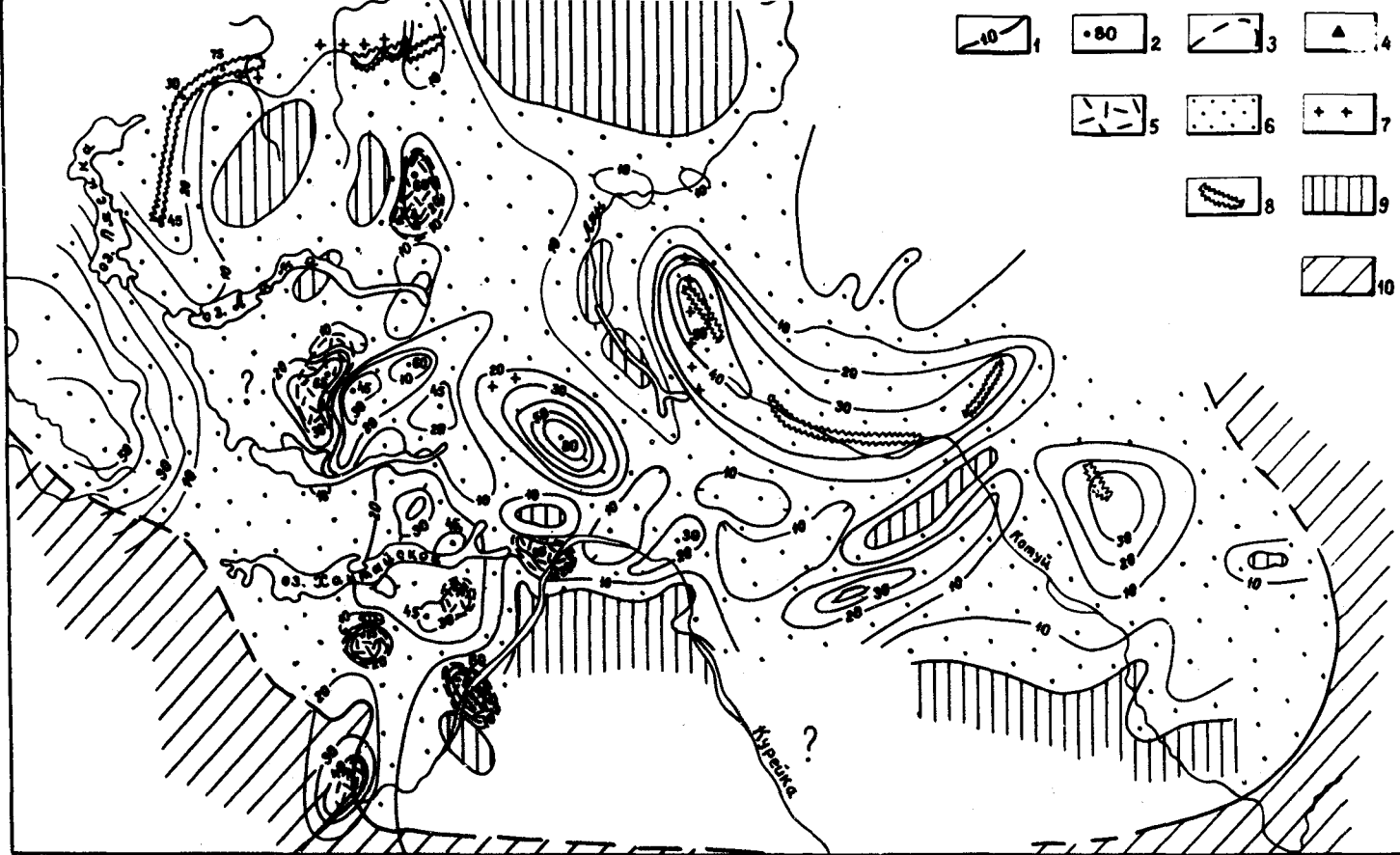


Рис. 48 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Раннехоннамакитское время. Базальный вулканогенно-обломочный горизонт основного состава.

Область накопления: 1-изопакиты, в м; 2-мощность, в м; 3-границы распространения фаций; 4-6-пирокластические фации: 4-жерловые и прижерловые/агломератовые и крупнообломочные туфы, 5-промежуточные/псаммитовые туфы, 6-удаленные/вулканомиктовые породы; 7-линзы известняков; 8-маломощные потоки базальтов;

Подстилающие образования: 9-базальты аянской свиты; 10-туфы двурогинской, корвунчанской и правобоярской свит.

На стр. 170

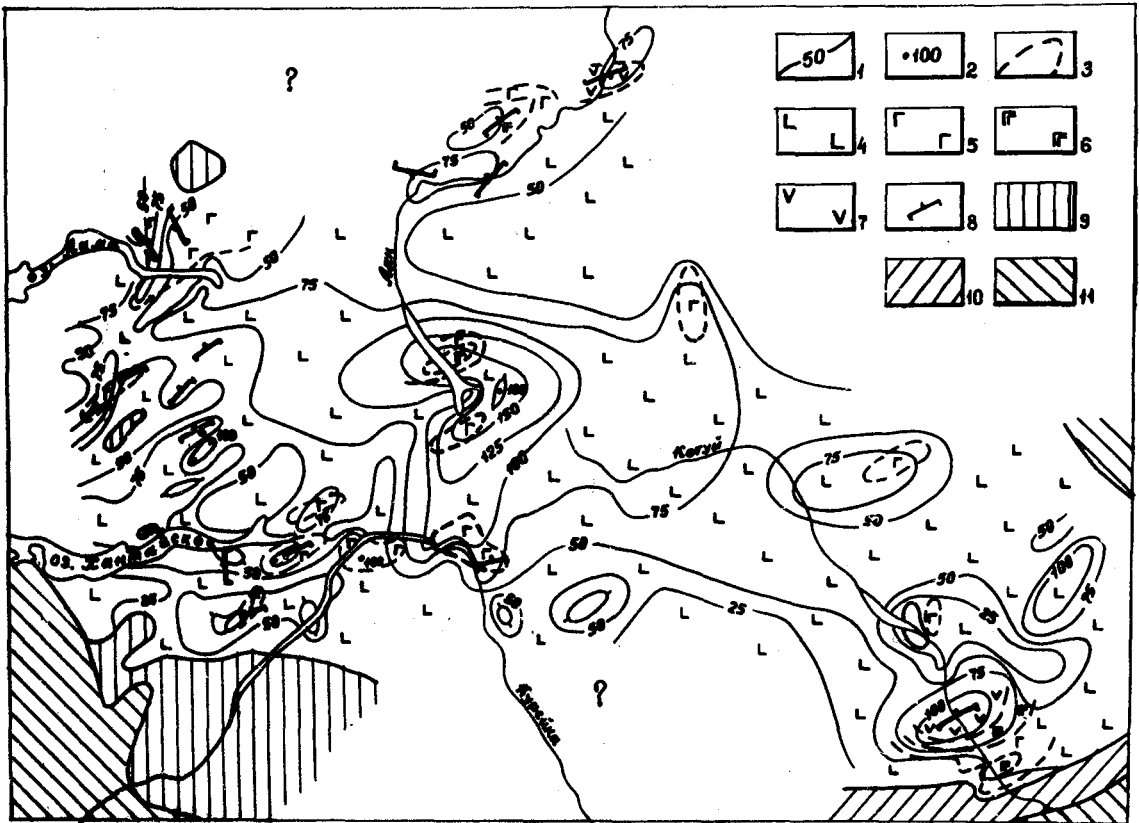


Рис. 49 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Раннехоннамакитское время. Маркирующий надаланский горизонт плагиофировых базальтов.

Область накопления: I-изопакхиты, в м; 2-мощность, в м; 3-границы распространения фаций; 4-7-эффузивные фации, состоящие из: 4. Iпокрова, 5. 2покровов, 6. 3покровов, 7. больше 4покровов; 8-вулканические аппараты трещинного типа;

Подстилающие образования: 9-базальный вулканогенно-обломочный горизонт хоннамакитской свиты; 10-базальты аянской свиты; 11-тувы двурогинской и правобоярской свит.

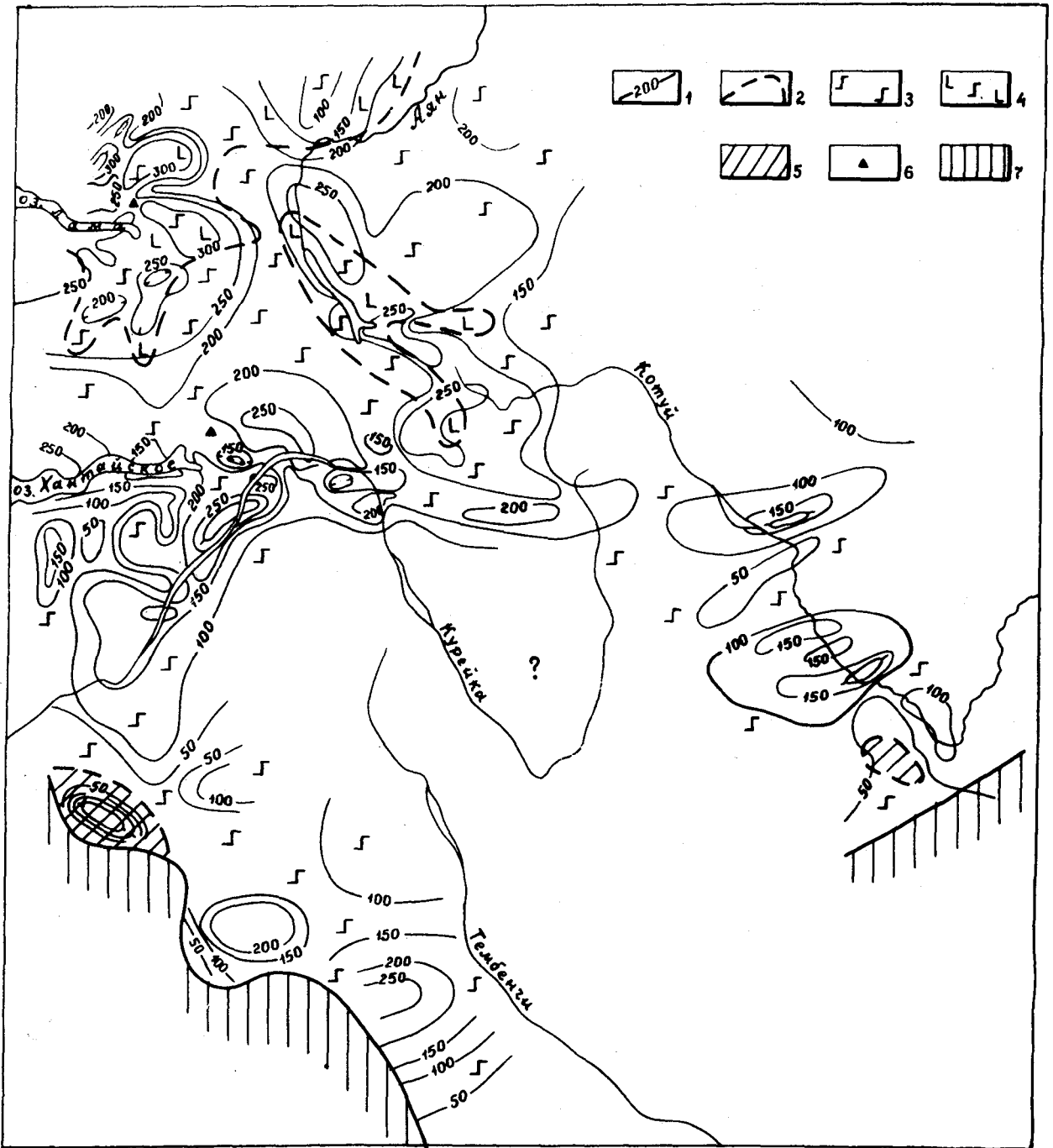


Рис. 50 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Раннехоннамакитское время. Пачка покровов пойкилоофитовых базальтов.

Область накопления: 1-изопахиты, в м; 2-границы распространения фаций; 3-4-эффузивные фации, состоящие из: 3-покровов пойкилоофитовых базальтов, 4-покровов пойкилоофитовых базальтов и мощных покровов афанитовых базальтов; 5-шаровые лавы; 6-жерловые фации/агломератовые и крупнообломочные туфы/;

Подстилающие образования: 7-туфы корвунчанской свиты.

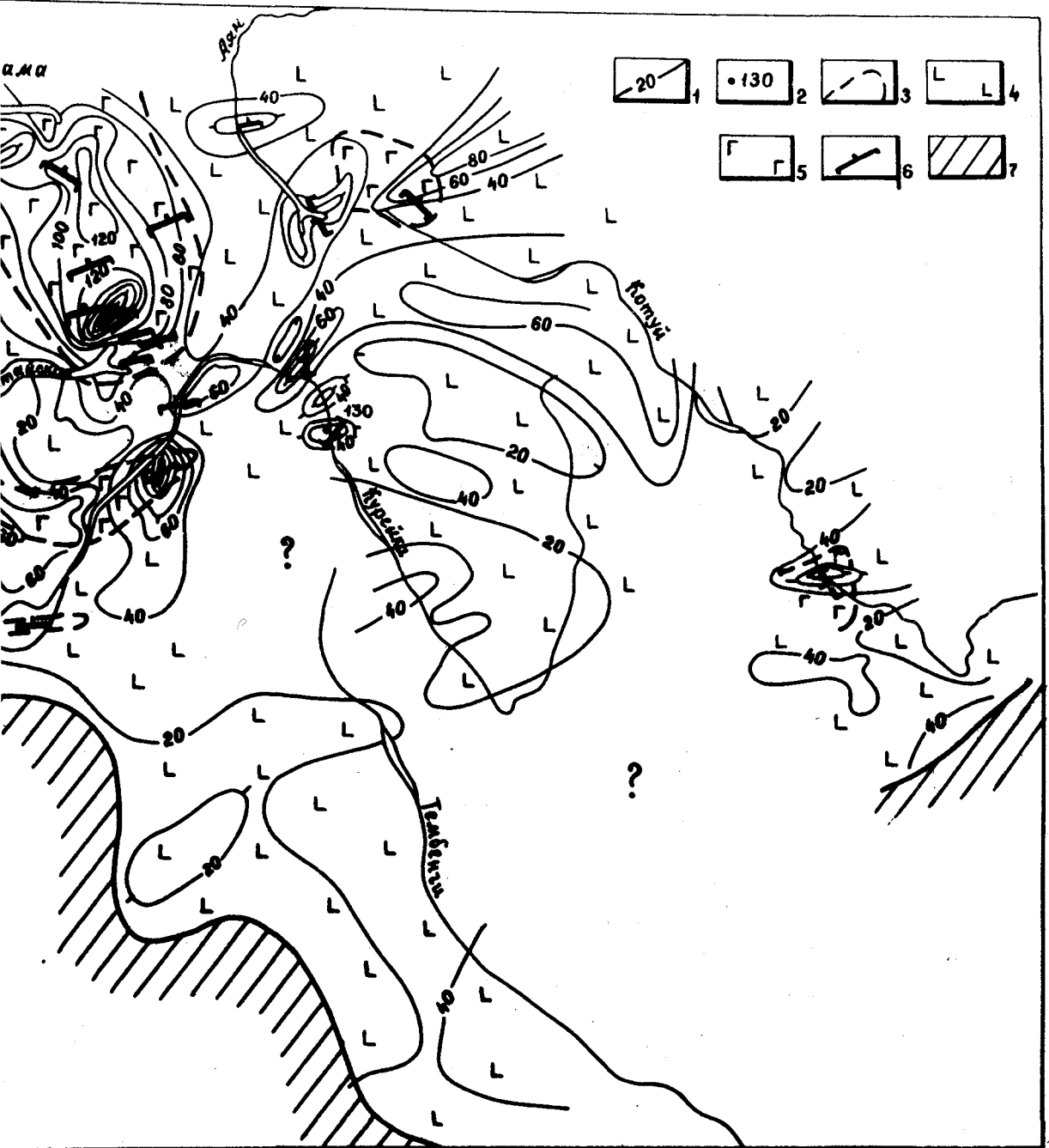


рис. 51 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского катакратона для раннетриасовой эпохи. Позднехоннамакитское время. Паркирующий делочинский горизонт афанитовых базальтов.

Область накопления: 1-изопахиты, в м; 2-мощность, в м; 3-границы распространения фаций; 4-5-эффузивные фации, состоящие из: 4. Ипокрова, 5. Спокровов; 6-вулканические аппараты трещинного типа; Подстилающие образования: 7-туфы корвунчанской свиты.

На стр. 173

ва и его растекания на большие расстояния по ровной поверхности. Сравнение палеоструктурных планов обоих горизонтов показывает, что они не наследуют друг друга.

Пачки пойкилоофитовых базальтов ранне- и позднехоннамакитского времени имеют соизмеримую мощность. При этом областям максимальной мощности пойкилоофитовых базальтов нижнехоннамакитской подсвиты обычно соответствуют области минимальных накоплений пойкилоофитовых базальтов верхнехоннамакитской подсвиты (рис. 50, 52). Такое соотношение палеоструктурных планов обеих пачек свидетельствует о компенсации накопления вулканических продуктов погружением бассейна. Ситуация аналогична наблюдавшейся на вулкане Килауэа (Гавайи), где доказано, что объем лавы, излившейся в ходе бокового извержения, равен объему проседания вершины горы в течение извержения [55]. Несмотря на отсутствие возможности точного определения местоположения центров вулканической деятельности нами по аналогии с нижележащими свитами (сыверминской и туклонской) предполагается щитовой тип вулканических построек. Внутри пачек покровов пойкилоофитовых базальтов неоднократно фиксировались слабые угловые несогласия, аналогичные наблюдавшимся в Исландии [129]. Помимо мелких потоков пойкилоофитовых базальтов в составе пачек присутствуют более мощные локально распространенные покровы афанитовых базальтов. По форме ареалов распространения предполагается их формирование при трещинных извержениях. По периферии области распространения в разрезе обеих пачек участвуют линзовидные горизонты шаровых лав. Закономерная ассоциация подушечных лав с потоками пахоэхое лавы отмечалась и для других плато-базальтовых провинций [55].

Суммарная характеристика вулканогенных образований хоннамакитского времени дана на рис. 53. Все обширные участки развития

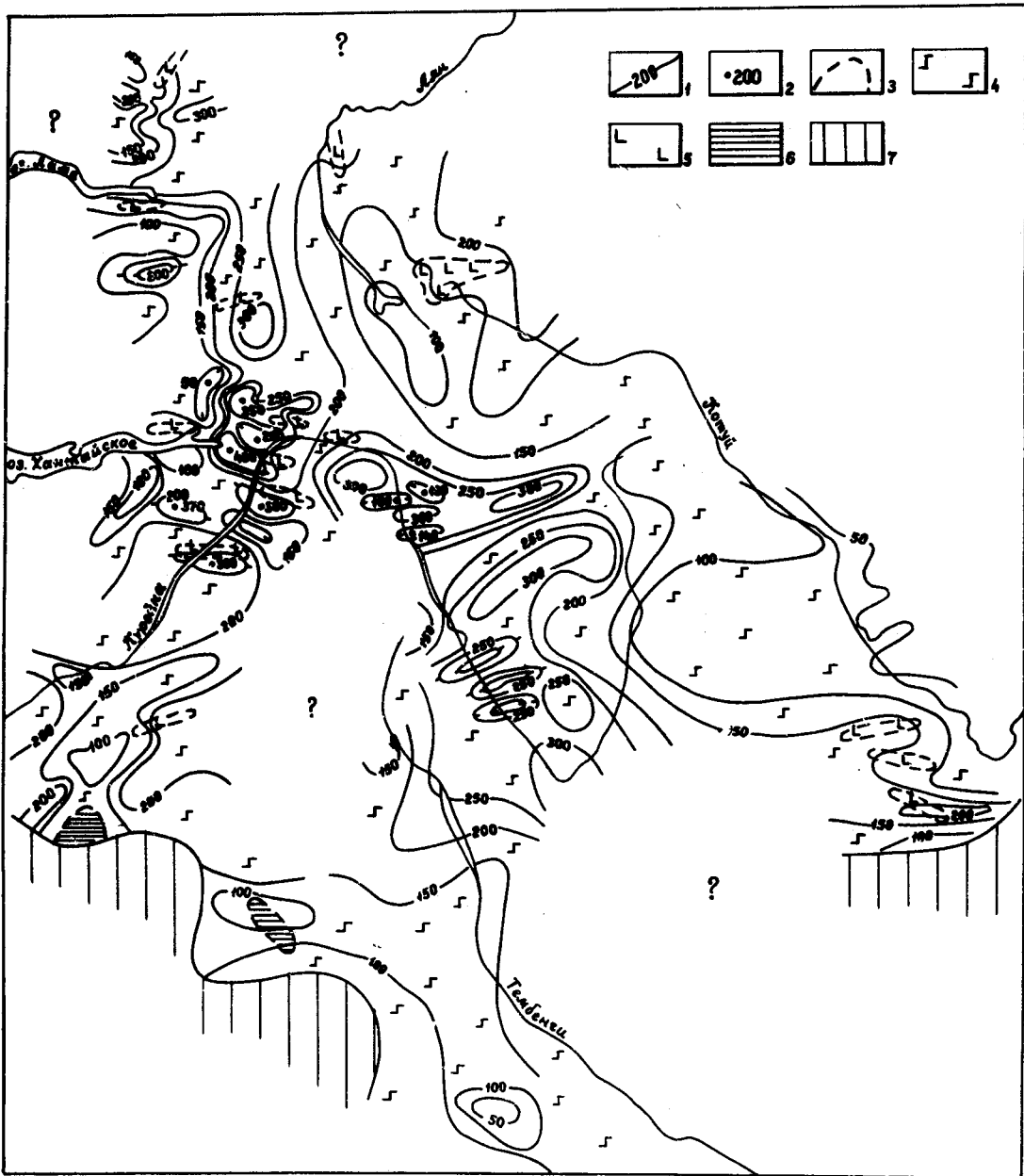


Рис. 52 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Позднехоннамакитское время. Пачка покровов пойкилоофитовых базальтов.

Область накопления: 1-изопакты, в м; 2-мощность, в м; 3-границы распространения фаций; 4-покровы пойкилоофитовых базальтов; 5-мощные покровы афанитовых базальтов; 6-шаровые лавы;

Подстилающие образования: 7-туфы корвунчанской свиты.

На стр. 175

центров пирокластической деятельности и основные области накопления шаровых лав расположены на периферии лавового поля хоннамакитского времени. Намеченные аппараты трещинного типа продуцируют только афанитовые мелкозернистые базальты, в то время как для основного объема потоков пойкилоофитовых базальтов предполагается сочетание центральных и трещинных излияний из низких щитовых вулканов исландского типа.

Вышележащая толща базальтов неракарского времени распространена почти на всей территории Тунгусской синеклизы. В современной ее структуре в полном объеме вскрывается только нижненеракарская подсвита. Базальный вулканогенно-обломочный горизонт развит преимущественно на западном краю ареала распространения неракарской свиты. На значительных площадях своего развития он представлен вулканомиктовыми образованиями 10-20 м мощности, слагающими палеоседиментационные бассейны донеракарского времени (рис. 54). Редкие маломощные линзы известняков приурочены к бассейнам осадконакопления. Центры пирокластической деятельности, поставлявшие мелкообломочный туфовый и вулканомиктовый материал, зафиксированы в низовьях р. Курейки и в нижнем течении р. Тутончана. Здесь горизонт представлен грубообломочными фациями и его мощность резко возрастает до 100 м. Шаровые лавы, ассоциирующие с пойкилоофитовыми базальтами ранненеракарского времени, встречены преимущественно на периферии области распространения подсвиты (рис. 55). В связи с недостаточным количеством разрезов неракарской свиты аппараты трещинного типа, продуцирующие афанитовые базальты ягталийского покрова, удалось установить только в бассейне верхнего течения р. Тымерокан и вдоль оз. Анама. Предполагаемый палеоструктурный план неракарского времени показан на рис. 56. Максимальная мощность свиты до 750 м фиксируется вдоль оси Тунгус-

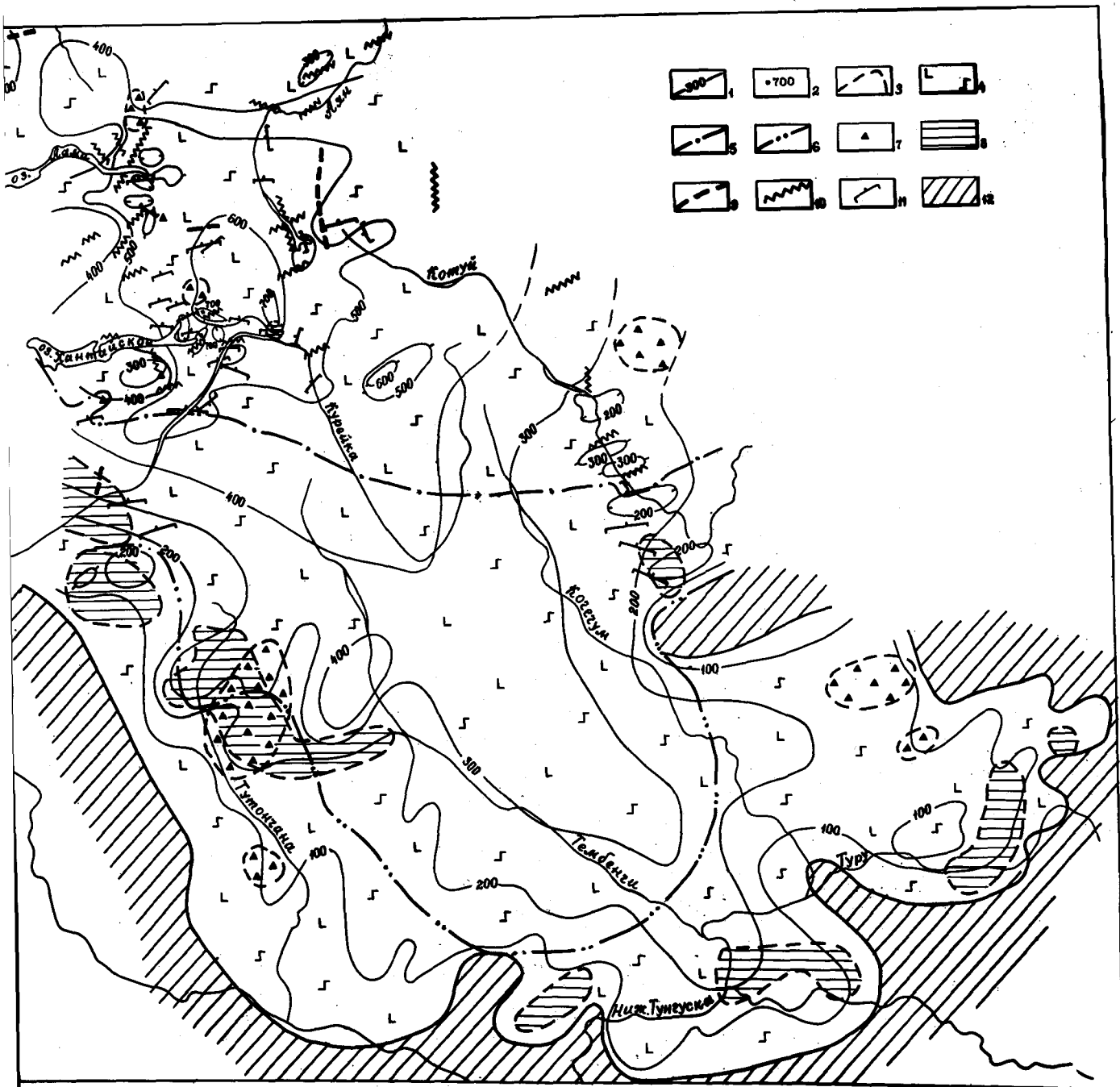


Рис. 53 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Туугусского катактаона для раннетриасовой эпохи, Хоннамакитское время.

Область накопления: 1-изопажиты, в м; 2-мощность, в м; 3-границы распространения фаций; 4-покровы афанитовых и пойкилофитовых базальтов; 5-6-границы распространения маркирующих горизонтов: 5-надаянского, 6-делочинского; 7-жерловые и прижерловые пирокластические фации/агломератные и крупнообломочные туфы; 8-шаровые лавы; 9-линзы известняков; 10-11-вулканические аппараты трещинного типа: 10-раннехоннамакитского, 11-позднехоннамакитского времени; Подстилающие образования: 12-туфы корвунчанской свиты.

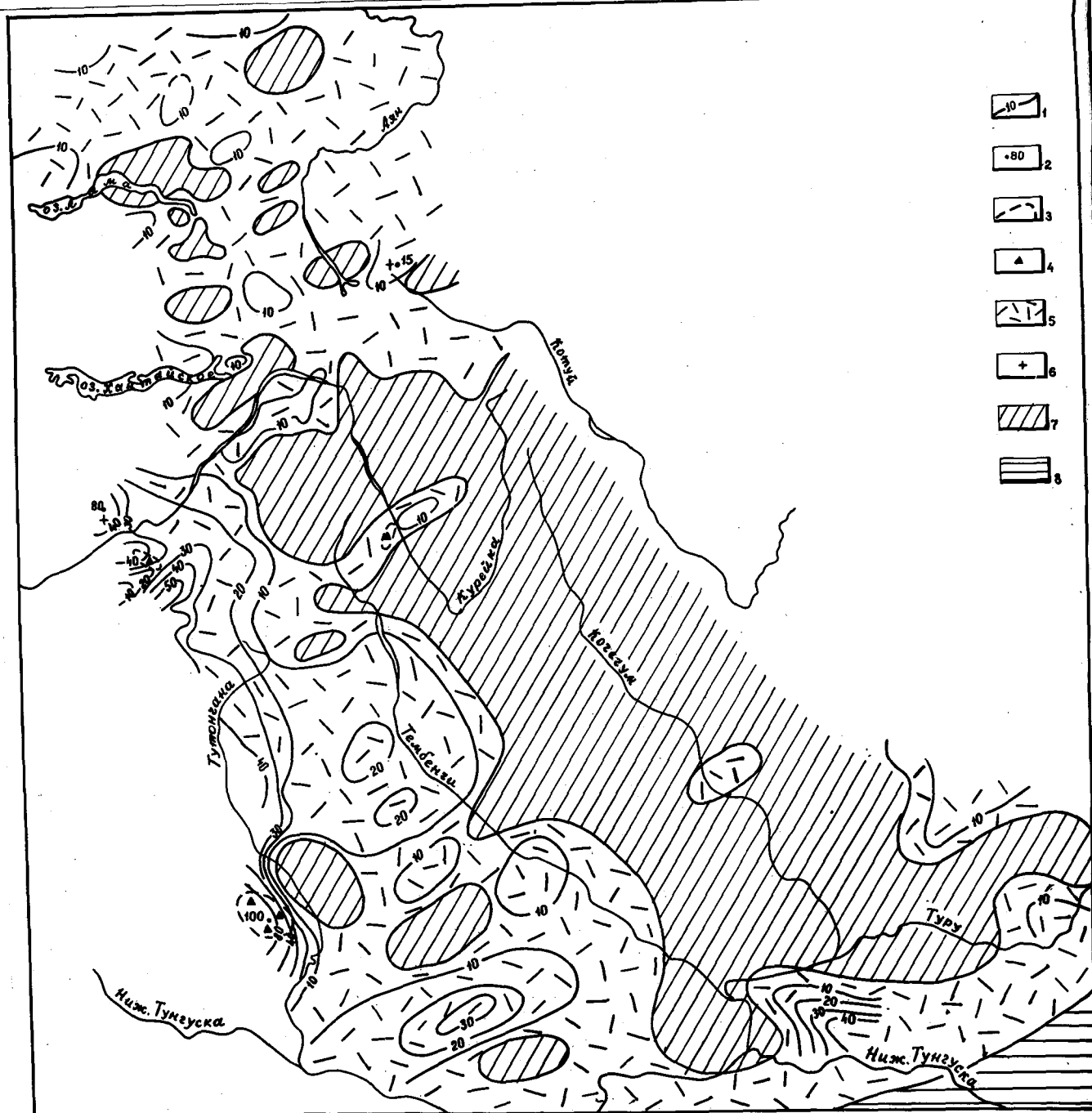


Рис. 54 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Ранненераркарское время. Базальный вулканогенно-обломочный горизонт основного состава.

Область накопления: 1-изопакиты, в м; 2-мощность, в м; 3-границы распространения фаций; 4-5-пирокластические фации: 4-жерловые и прижерловые/агломеративные и крупно-обломочные туфы; 5-промежуточные и удаленные/псаммитовые туфы и вулканомитовые породы; 6-линзы известняков;

Подстилающие образования: 7-базальты коннамакитской свиты; 8-туфы корвунчанской свиты.

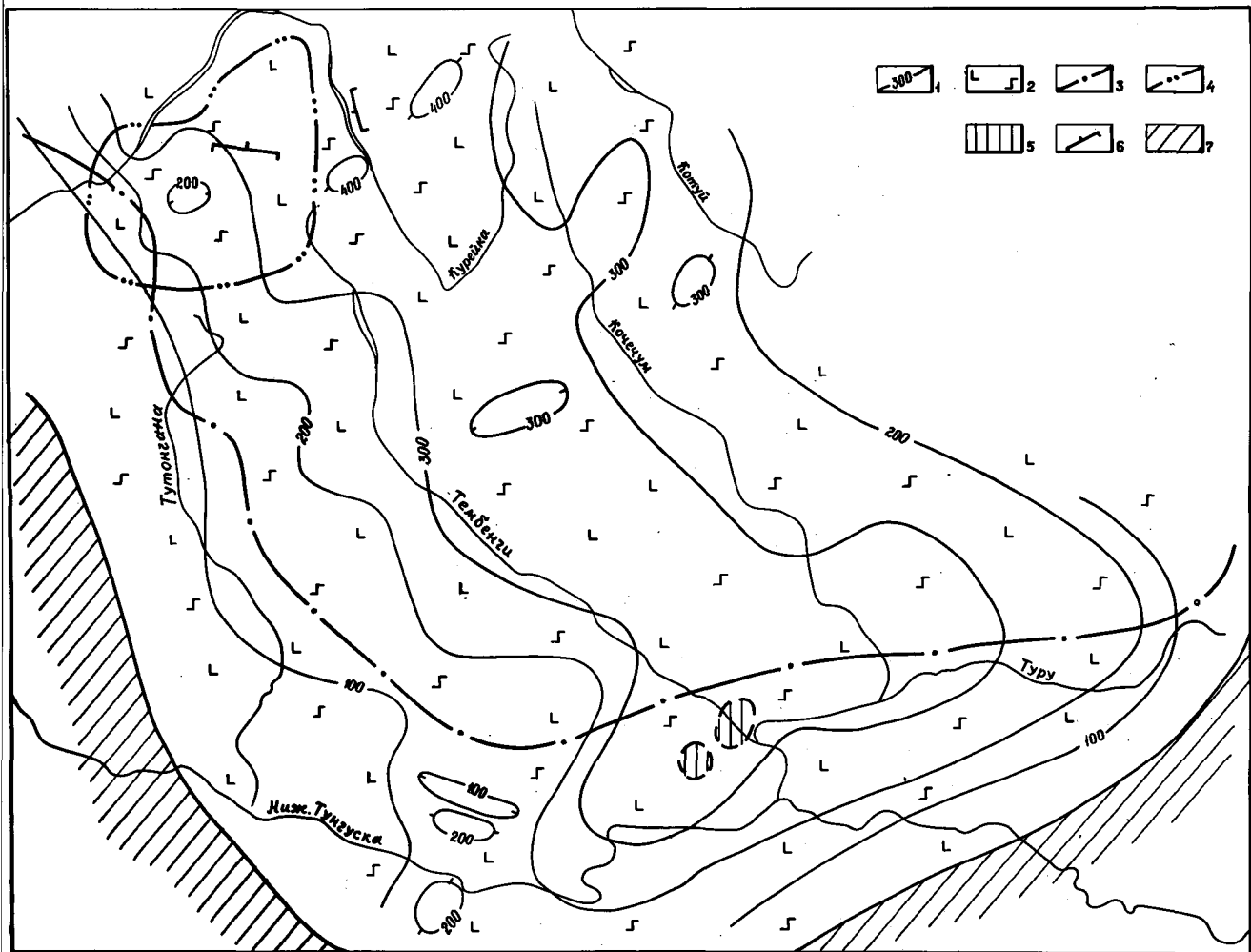


Рис. 55 Структурно-фациальная схема вулканогенной толщи Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Ранненеракарское время. Пачка афанитовых и пойкилофитовых базальтов.

Область накопления: 1-изопахиты, в м; 2-покровы афанитовых и пойкилофитовых базальтов; 3-4-границы распространения маркирующих горизонтов: 3-ягталлийского, 4-агатского; 5-шаровые лавы; 6-вулканические аппараты трещинного типа ягталлийского времени; Подстилающие образования: 7-туфы корвунчанской свиты.

На стр. 179

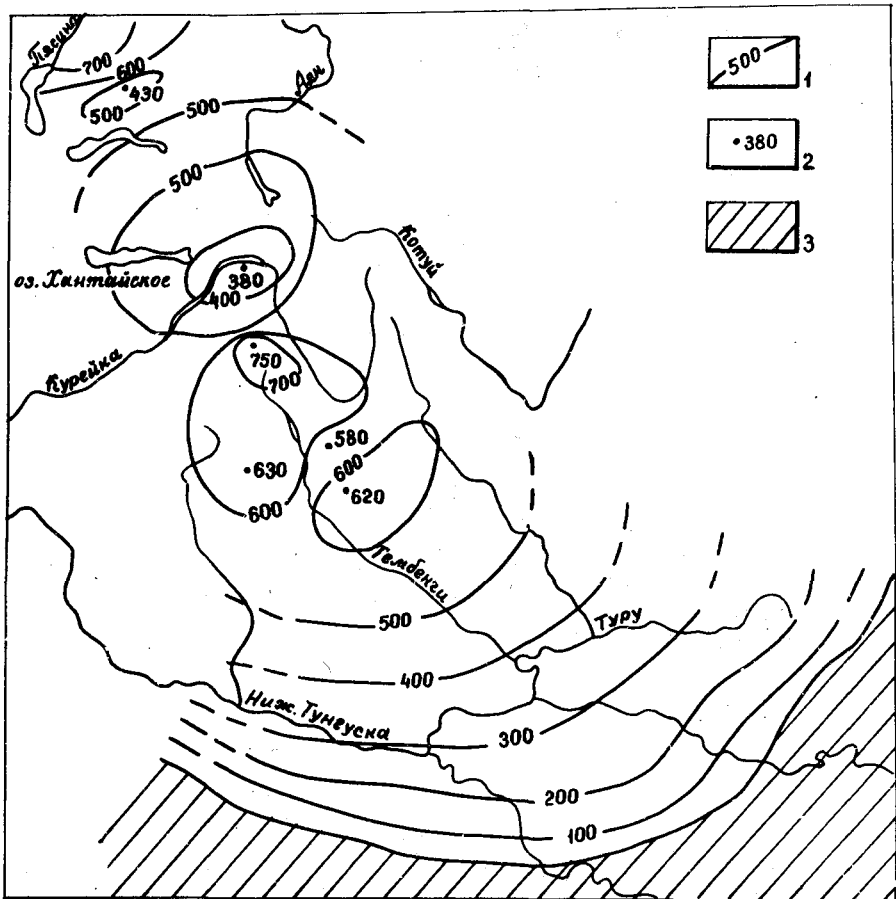


Рис. 56 Палеоструктурная схема Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Неракарское время.

1-изопахиты, в м; 2-мощность, в м; 3-подстилающие туфы корвунчанской свиты.

На стр. 180

ской синеклизы, постепенно снижаясь к ее краям.

Более высокие части разреза паторанской серии, включая ямбу-канскую и самоедскую свиты, распространены очень локально и в настоящее время сохранились лишь на отдельных водоразделах, поэтому нет объективных данных для палеоструктурно-фациальных реконструкций кумгинского, ямбуканского и самоедского времен.

УП. ЭВОЛЮЦИЯ ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ

Начиная с первых планомерных исследований вулканогенного комплекса Тунгусской синеклизы геологи пытались расчленить его по петрохимическим свойствам и привязать выделенные геохимические рубежи к стратиграфическим границам. За исключением Норильского района, в нижней части разреза которого происходит смена от более кислых к основным породам [16], петрохимическая цикличность на значительных площадях распространения вулканогенной толщи не проявлена [113]. Тем не менее, сторонники тектоно-магматической цикличности считают, что внутри каждого выделяемого ими мезоцикла происходит антидромная [103], либо гомодромная [118] направленность в смене состава вулканических продуктов. Другие исследователи делят вулканогенный комплекс на сформировавшиеся в 2 этапа толщи, внутри которых происходит антидромное развитие магматизма с увеличением меланократовости и железистости и уменьшением суммарного содержания щелочей к концу каждого этапа. Отмечается более сильная дифференциация химических составов для базальтов нижнего этапа, в то время как для верхнего этапа антидромность проявлена значительно слабее и лавы этой части разреза крайне однородны по составу. Граница между этапами большинством исследователей фиксируется на рубеже надеждинской - морон-

говской свит [47] , за исключением Норильского района, где ее опускают до подошвы надеждинской свиты [29] .

Расчленение трапповой формации на самостоятельные формации и подформации [39] , выделяемые на вещественно-парагенитической основе с учетом различия в условиях их образования, позволило с новых позиций решать вопросы временных и пространственных зависимостей в распределении геохимических признаков вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы. Для выявления петрохимических рубежей были получены средние составы литолого-стратиграфических подразделений путем осреднения большого количества частных химических анализов (1992 ан.), собранных в результате собственных полевых исследований (более 300 ан.) и заимствованных из рукописных и печатных работ. Для максимальной унификации исходных данных к анализам предъявлялись стандартные требования в отношении потерь при прокаливании и общей суммы. Проверка типа распределения по каждому стратиграфическому подразделению показала, что во всех выборках распределение значений породообразующих окислов может аппроксимироваться нормальной гауссовской кривой, что позволяет в качестве оценки выборочных средних использовать среднеарифметические значения (табл. 14).

Полученные средние нанесены на классификационную [42] бинарную диаграмму, позволяющую разделять щелочные и нормальные базальты. Для сравнения с базальтами Тунгусской синеклизы приведены точки средних химических составов толеитовых базальтов из лавового оз.Алае вулкана Килауэа (Гавай), базальтов Гавайских островов и океанических толеитовых базальтов (рис. 57).

Наиболее интересные и однозначные результаты получены для толеитовых базальтов Тунгусской синеклизы, распределение средних составов которых в заданных координатах четко образует 2 группы

Таблица 14

Компоненты	Пикритовые трахибазальты р. Аян		Анкарамитовые базальты		Пикритовые базальты гудчихинской свиты		Пикритовые базальты туклонской свиты		Титан-авгитовые базальты нижнеивакинской подсвиты		Титан-авгитовые трахибазальты нижнеивакинской подсвиты		Пойкилофитовые базальты нижнеивакинской подсвиты		Двуполевошпатовые, лабрадоровые и андезитовые базальты верхнейивакинской подсвиты		Трахибазальты пыхской толщи		Пойкилофитовые и толеитовые базальты сыверминской свиты	
	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ
SiO ₂	43,08	1,49	44,90	3,24	44,96	1,59	46,18	2,43	44,65	0,76	46,66	0,80	46,96	0,34	51,13	1,36	50,07	1,25	49,36	1,53
TiO ₂	4,05	0,99	3,41	0,70	1,33	0,25	0,78	0,18	3,61	0,26	2,30	0,11	1,98	0,11	2,39	0,24	2,27	0,31	1,73	0,22
Al ₂ O ₃	8,11	1,17	10,66	2,21	10,10	1,74	12,52	1,26	13,96	0,39	15,06	0,60	16,20	0,36	14,18	0,48	13,64	0,64	14,81	0,57
Fe ₂ O ₃	7,22	1,76	7,02	1,74	5,55	0,86	3,82	1,51	6,03	1,22	5,34	1,22	6,18	1,06	5,54	1,32	6,35	2,05	4,17	1,10
FeO	7,36	1,72	7,81	2,01	7,63	1,06	6,76	1,42	9,07	0,70	8,25	1,65	6,41	0,87	7,46	1,11	8,23	1,82	7,13	1,93
MnO	0,16	0,02	0,20	0,04	0,17	0,02	0,17	0,01	0,22	0,05	0,20	0,04	0,17	0,02	0,19	0,03	0,23	0,05	0,18	0,03
MgO	14,29	4,55	9,89	3,02	14,29	3,98	13,75	1,75	4,03	0,25	4,47	0,88	6,15	0,26	3,50	0,49	3,78	0,52	5,68	0,68
CaO	9,29	1,73	9,24	0,84	8,27	1,57	9,78	1,78	7,78	0,69	7,21	1,23	7,95	0,58	6,91	0,60	7,93	0,90	8,99	0,86
Na ₂ O	1,38	0,48	1,93	1,09	1,29	0,51	1,24	0,37	3,04	0,24	3,45	0,54	2,85	0,26	3,21	0,24	3,01	0,35	2,71	0,41
K ₂ O	1,02	0,40	0,65	0,19	0,28	0,13	0,50	0,27	2,27	0,33	1,53	0,28	1,09	0,29	2,04	0,40	1,98	0,27	0,98	0,20
P ₂ O ₅	0,37	0,09	0,36	0,05	0,13	0,03	0,10	0,04	1,34	0,14	0,51	0,28	0,33	0,05	0,69	0,17	0,51	0,04	0,25	0,07
Σ Fe	14,53	0,81	14,83	1,24	13,07	1,01	10,58	1,07	15,11	0,77	13,60	1,44	12,59	0,79	13,00	1,17	14,57	0,72	11,30	1,41
Число анализов	14		25		134		19		42		19		42		112		20		84	

Компоненты	Порфировые базальты гудчихинской свиты		Пойкилофитовые и толеитовые базальты туклонской свиты		Базальты надеждинской свиты		Базальты чаггадинской толщи		Туфы правобоярской, двурогинской и корвунчанской свиты		Базальты аянской свиты		Базальты хонномакитской свиты		Базальты нераркарской свиты		Базальты кумгинской свиты		Базальты самоедской свиты	
	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ
SiO ₂	48,92	1,82	49,43	1,27	50,29	1,13	50,33	1,53	50,72	7,15	48,41	1,00	48,08	0,62	48,18	0,49	48,02	0,68	47,49	0,58
TiO ₂	1,59	0,38	0,98	0,14	1,01	0,10	1,00	0,11	0,93	0,28	1,11	0,17	1,14	0,19	1,19	0,22	1,20	0,38	1,54	0,23
Al ₂ O ₃	15,49	1,23	15,06	0,43	15,19	0,34	15,48	0,50	14,03	1,74	15,33	0,57	15,75	0,68	15,81	0,49	16,87	2,08	15,23	1,11
Fe ₂ O ₃	4,14	1,29	4,03	0,94	3,78	1,29	3,16	0,80	6,12	2,91	4,46	0,97	4,71	1,00	4,79	1,00	4,62	1,42	4,44	0,84
FeO	6,59	1,10	6,24	0,90	6,83	1,43	7,06	1,06	3,39	2,33	7,85	1,22	8,02	1,12	8,37	1,02	8,11	2,14	8,85	1,53
MnO	0,15	0,02	0,16	0,02	0,17	0,04	0,16	0,03	0,14	0,05	0,19	0,02	0,20	0,02	0,21	0,02	0,19	0,03	0,19	0,02
MgO	6,44	0,67	7,33	0,83	6,38	0,61	6,86	0,47	5,25	1,83	7,17	0,44	7,00	0,42	6,96	0,41	6,11	0,74	6,66	0,77
CaO	9,51	1,21	10,10	1,00	10,29	1,18	10,59	0,54	7,97	5,19	11,14	0,81	10,91	0,38	10,74	0,43	10,99	0,82	10,36	0,48
Na ₂ O	2,82	0,52	2,42	0,43	2,34	0,40	2,46	0,37	2,61	1,21	2,12	0,32	2,07	0,22	2,21	0,19	2,35	0,19	2,41	0,35
K ₂ O	0,85	0,32	0,72	0,30	0,96	0,39	0,76	0,31	1,34	0,82	0,40	0,11	0,31	0,09	0,36	0,11	0,41	0,18	0,43	0,16
P ₂ O ₅	0,21	0,05	0,15	0,10	0,15	0,08	0,13	0,01	0,13	0,04	0,15	0,02	0,16	0,05	0,17	0,04	0,19	0,07	0,19	0,06
Σ Fe	10,73	0,84	10,24	0,64	10,62	0,77	10,22	1,08	9,51	2,89	12,31	0,84	12,72	0,62	13,15	0,59	12,72	1,47	13,30	1,34
Число анализов	86		98		131		20		29		281		382		398		55		24	

Примечание: \bar{X} - среднее содержание, σ - стандартное отклонение

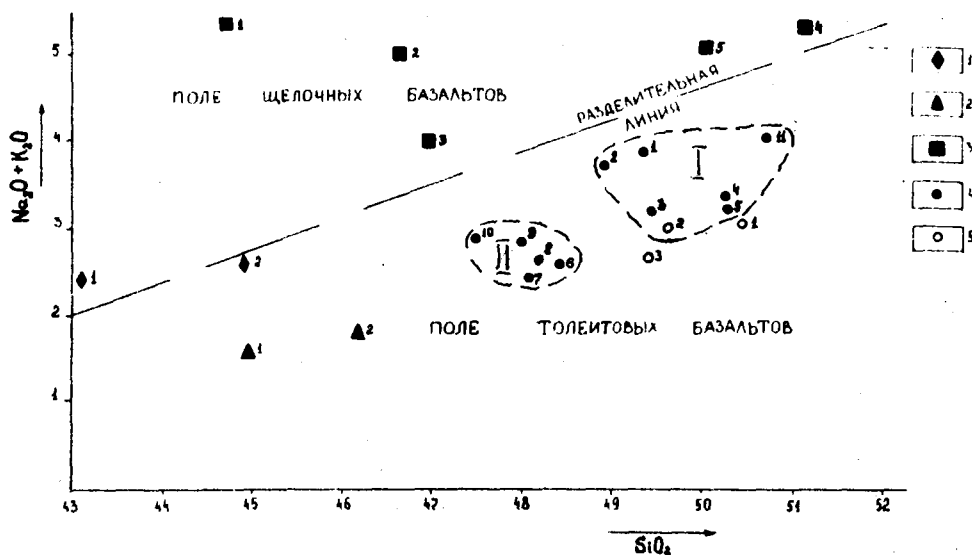


Рис. 57 Бинарная диаграмма средних составов литостратиграфических подразделений туфолаковой толщи Тунгусской синеклизы в координатах кремнекислотности - общая щелочность /по Макдональду и Кацуре, 1964/.

Тунгусская синеклиза. I-пикрит-меланефелинитовая формация /в скобках число использованных анализов/: I-пикритовые трахибазальты р.Аян /14/, 2-анкарамитовые базальты /25/; 2-пикрит-базальтовая формация: I-гудчихинская свита /134/, 2-туклонская свита /19/; 3-трахибазальтовая формация: I-титан-авгитовые базальты нижеивакинской подсвиты /42/, 2-титан-авгитовые трахибазальты нижеивакинской подсвиты /19/, 3-пойкилофитовые базальты с роговой обманкой нижеивакинской подсвиты /42/, 4-двуполевошпатовые, лабрадоровые и андезиновые базальты вышеивакинской подсвиты /112/, 5-трахибазальты юряжской толщи /20/; 4-толеит-базальтовая формация: свиты, толщи. I-сыверминская /84/, 2-гудчихинская /86/, 3-туклонская /98/, 4-надеждинская /131/, 5-чангадинская /20/, 6-аянская /281/, 7-хоннамакитская /382/, 8-нерамарская /398/, 9-кумгинская /55/, 10-самоедская /24/, II-туфы правобоярской, корвунчанской, двурогинской свит /29/; 5-толеитовые базальты Гаваев и океана: I-лавовое оз.Алае /18/ по Реск DLи др., 1966, 2-Гавайские острова /200/ по Macdonald T., 1968, 3-океанические толеиты /94/ по Салл J.P., 1973.

чениях стандартных отклонений. Для всех лито-стратиграфических подразделений нижней толщи дисперсия выше, чем для слабо дифференцированной пугоранской серии (табл. 14). Использование для дискриминации пород таких максимально варьирующих элементов как калий и сопутствующие ему титан и фосфор, малопродуктивно, поскольку взаимная корреляция между этими элементами достигает 0.85-0.99 [127] .

В отличие от химических анализов, представляющих собой закрытую числовую систему подверженную отрицательному эффекту обратной корреляции, малые и редкие элементы, составляющие менее 1% от объема породы, более четко реагируют на изменение условий кристаллизации и даже незначительные изменения в ходе дифференциации расплава. Подавляющее количество микроэлементов входит в кристаллическую решетку силикатов и реже присутствует в породе в виде самостоятельной фазы [110, 124] .

Предыдущими исследователями разрез вулканогенной толщи по геохимическим особенностям разделяется на 2 части. Граница между ними в Норильском районе фиксируется в кровле гудчихинской свиты [10] , а для остальных районов северо-запада Сибирской платформы геохимический рубеж проводится на границе надеждинской и моронговской (аянской) свит [110] . Для обеих толщ этими исследователями выявляется антидромная тенденция к увеличению средних содержаний никеля, ванадия, хрома и меди снизу вверх по разрезу и уменьшение в этом же направлении содержаний циркония. Для базальтов нижней толщи отмечается пониженный региональный кларк никеля, кобальта, хрома и меди и повышенный циркония по сравнению с образованиями верхней толщи. Указывается, что базальты верхней толщи имеют на порядок более высокие содержания микроэлементов по сравнению с базальтами нижней толщи; при этом их

точек. Для первой группы (обозначена цифрой I) характерна большая дисперсия значений кремнезема и суммы щелочей, и она отображает средние составы стратиграфических подразделений нижней части разреза вулканогенной толщи, включая надеждинские и чангадинские лавы. Вторая образует значительно более однородное поле (обозначено цифрой II) и включает все остальные недифференцированные базальты паторанской серии. Пирокластические продукты в составе правобоярской, корвунчанской и двурогинской свит имеют несколько более высокие значения кремнезема и суммы щелочей, чем толеитовые базальты, но явно тяготеют к первой группе точек. Более кислый состав туфов и их близость к полю распространения базальтов нижней толщи определяется тем, что они прорывают только базальты нижней части вулканогенного разреза и, вероятно, обогащены калийным материалом осадочных пород палеозоя. Точки, характеризующие базальты Гавайских островов и базальты океанического дна, расположены в пределах поля точек составов нижней части разреза вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы и по химическому составу ближе к слагающим ее базальтам. Тесное расположение точек для базальтов надеждинской свиты и чангадинской толщи является следствием практической идентичности их средних составов (табл. I4).

Привлечение для анализа дифференциации вулканогенного комплекса меланократовой составляющей пород, учитываемой традиционными диаграммами состав-свойство и векторной диаграммой А.Н.Заварицкого, в менее четком виде отображает отмеченное выше деление вулканогенной толщи на 2 группы. На этих диаграммах точки составов также занимают различное положение относительно координатных осей и отличаются характером взаимного расположения. Резко различная дисперсия большинства петрогенных окислов для дифференцированных и недифференцированных базальтов зафиксирована в зна-

дифференциация имеет обратную зависимость: сильная для нижней части разреза и очень незначительная для верхней. Образование обеих толщ связывается с двумя этапами формирования вулканогенного комплекса.

Для выявления качественных тенденций временных закономерностей в распределении микроэлементов в базальтах Тунгусской синеклизы нами были выполнены спектральные приближенно-количественные определения содержаний микроэлементов из 245 проб послойно опробованного разреза скважины НП-I, расположенной на северо-востоке Норильского плато, и штучных проб послойного разреза базальтовой толщи среднего течения р.Курейки (480 ан.). Из микроэлементов выбирались те, которые присутствовали во всех пробах и содержания которых претерпевали ощутимые вариации по разрезам. Определения спектрального состава этих элементов производилось в лаборатории ВСЕГЕИ. Проверка воспроизводимости анализов по серии контрольных проб показала, что коэффициент вариации не превышает 0,20. По современным требованиям предъявляемым к приближенно-количественным спектральным анализам воспроизводимость частных определений следует признать удовлетворительной, что позволяет оценивать совокупности по средним арифметическим содержаний без проверки закона распределения [122] .

Сравнение с кларком основных пород (по А.П.Виноградову, 1962 г.) показало, что большая часть рассматриваемых микроэлементов в базальтах Тунгусской синеклизы содержится в пониженных количествах. В то же время такие, вообще, не типичные для основных пород фельсифильные элементы, как молибден и олово, содержатся в повышенных количествах. Одинаковые с кларком значения содержаний наблюдаются только для меди.

Геохимические разрезы обеих толщ показаны на рис. 58, 59.

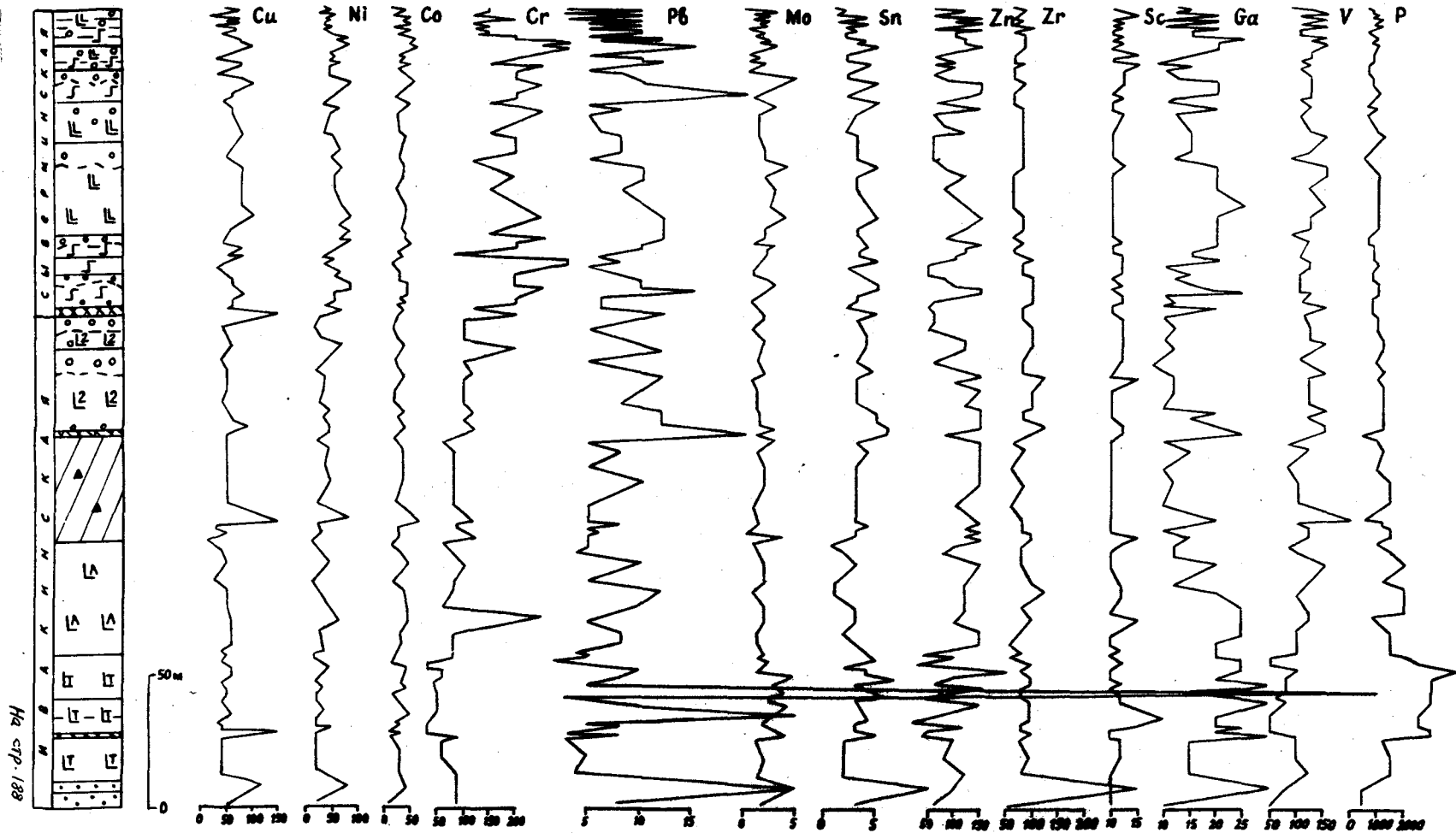


Рис. 58 Вариационная диаграмма содержаний микроэлементов в пермско-триасовых базальтах северо-восточной части Норильского плато в ppm (разрез скв.НП-1).

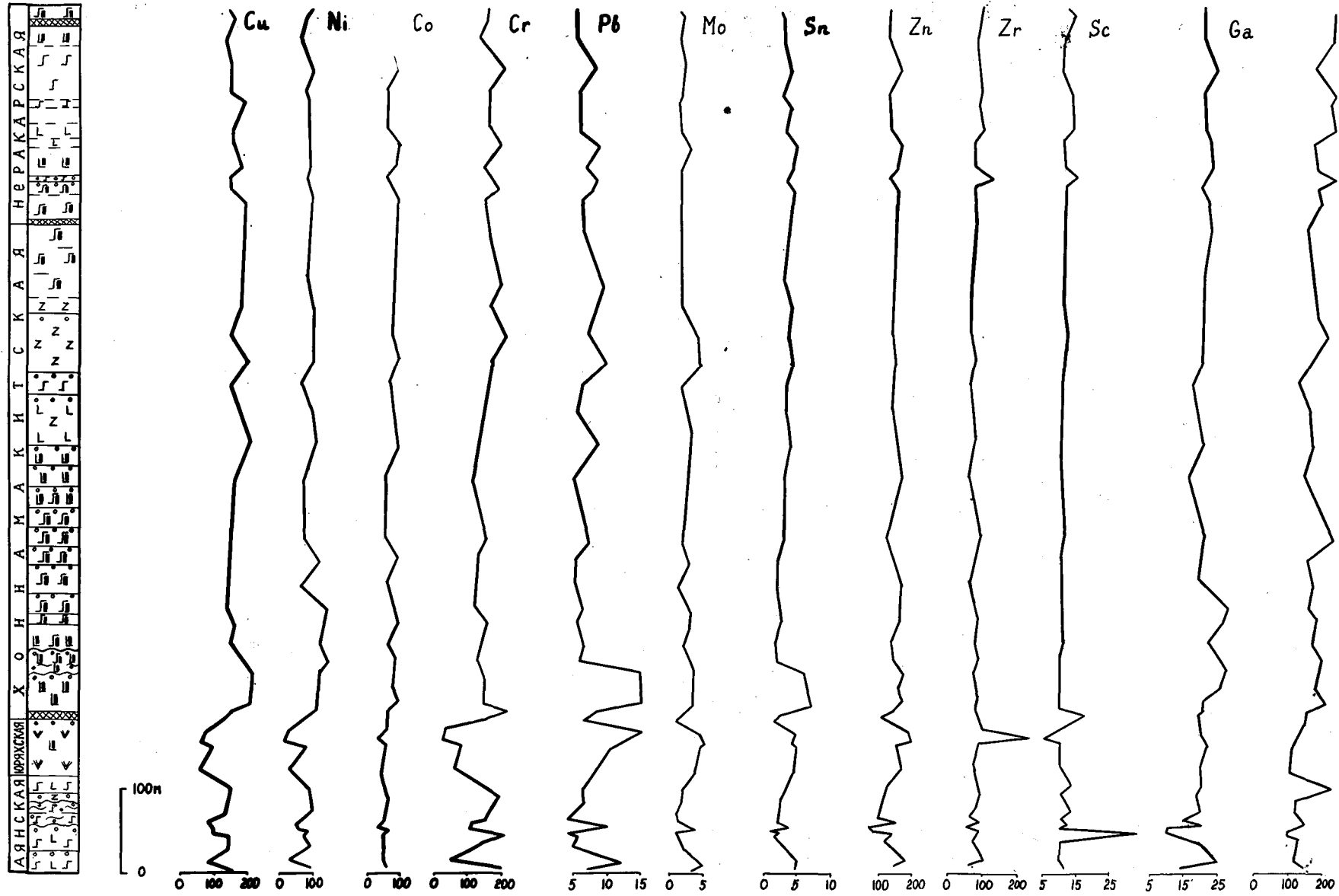


Рис. 59 ВАРИАЦИОННАЯ ДИАГРАММА СРЕДНИХ СОДЕРЖАНИЙ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В НИЖЕТРИАСОВЫХ БАЗАЛЬТАХ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. КУРЕЙКИ (оз. ДЮЛКУН) В РРМ.

Статистически представительное количество анализов позволяет в значительной мере компенсировать низкую воспроизводимость и точность отдельных определений и повышает доверие к результатам. Граница между толщами четко фиксируется по надаянскому маркирующему покрову (рис. 59). При этом контрастная картина получена почти по всем рассматриваемым микроэлементам, за исключением кобальта и ванадия. Верхняя толща по всем элементам дифференцирована в очень слабой степени и ее коэффициент вариации содержания элементов, являющийся мерой отклонения от среднего значения, достаточно близок к нулю. Для нижней толщи, напротив, характерен высокий коэффициент вариации значений содержаний всех элементов (рис. 58, 59 - аянская свита). Граница между толщами для ряда элементов является и градиентом значений средних содержаний. Для базальтов путоранской серии отмечаются повышенные количества меди, никеля, кобальта, в меньшей мере цинка, циркония, галлия и ванадия. Базальты аянской свиты по содержаниям микроэлементов соизмеримы с путоранской серией, но по коэффициенту вариации резко отличаются от них и сближаются с нижней дифференцированной серией. Такие же особенности аянской свиты отмечены при рассмотрении поведения петрогенных окислов: сходство химического состава с базальтами путоранской серии и в то же время высокая дисперсия кремнезема, что характерно для базальтов нижней толщи (табл. I4). Осредняющие вариационные кривые линии практически параллельны ординатам графиков, что свидетельствует об отсутствии направленности в геохимической эволюции базальтового расплава.

Выделенный нами геохимический рубеж соответствует границе аритмично и ритмично построенных толщ и имеет важное региональное значение [21]. В менее явном виде эта геохимическая грани-

ца фиксируется и для других послонно опробованных разрезов севера синеклизы. Причиной этого является статистически недостаточное число анализируемых проб. Промежуточный геохимический облик базальтов аянской свиты соответствует нечеткой, локально проявленной ритмичности ее строения. Вероятно химический состав и внутреннее строение базальтов аянской свиты отражает перестройку динамики вулканического процесса. Валовый состав базальтов аянского времени уже приобретает фемафильные черты путоранской серии, в то время как состав отдельных порций расплава, формирующих потоки и покровы, претерпевает существенные отклонения от среднего состава свиты. Причиной этого явилось появление среди толеитовых базальтов аянской свиты трахибазальтов юряжской толщи и линзовидных горизонтов анкарамитов и полевошпатовых пикритовых базальтов р. Аян.

Выявление пространственных закономерностей распределения микроэлементов в базальтах Тунгусской синеклизы на сегодняшний день встречает непреодолимые трудности из-за соизмеримости вариаций содержаний элементов с уровнем воспроизводимости спектральных анализов. Немаловажны и естественные внутрилабораторные и, особенно, межлабораторные ошибки определения. Значения содержаний микроэлементов полученных разными лабораториями и по разным методам отличаются в 2-3 раза, что превышает средний коэффициент вариаций содержаний в базальтах. Это видно при сравнении данных Ю.И.Томановской и Я.И.Полькина (1970) с нашими данными на рис. 58, 59. Только статистически представительное количество спектральных анализов выполненных в одной лаборатории, одним определителем и по одной методике позволяет делать качественные выводы о провинциальных геохимических особенностях регионов.

Иное положение складывается при анализе пространственных закономерностей распределения породообразующих окислов. В результате появления новых данных по малоизученным районам территории Тунгусской синеклизы накопилось большое количество химических анализов, характеризующих каждое стратиграфическое подразделение вулканогенной толщи на всей площади ее распространения. Меньшая чувствительность химического анализа к межлабораторным ошибкам определения, частично устраняемая увеличением объема выборок, позволяет выявить главные закономерности латеральных вариаций петрогенных окислов внутри каждого литолого-стратиграфического подразделения.

Структурно-фациальный анализ показал, что в процессе развития вулканогенной толщи, в результате расширения областей активной вулканической деятельности происходит увеличение ареалов распространения вулканогенных пачек и свит. Выше было установлено, что в ходе эволюции вулканизма меняется химический и геохимический состав базальтов. Поэтому строгий анализ пространственных закономерностей изменения химического состава базальтовой толщи возможен только при рассмотрении разновозрастных геологических тел, образующихся в результате одноактных вулканических процессов. Единственное исследование, посвященное петрохимическому районированию базальтов Тунгусской синеклизы [51], не удовлетворяет этому требованию, поскольку основано на суммарной характеристике химического состава толщи, без стратиграфической привязки анализируемых данных.

Для реализации поставленной задачи использована неполономиальная модель тренд-анализа [17], выполненная на ЭВМ "Минск-32" в ИВЦ ВСЕГЕИ. Все собранные химические анализы (1904 ан.) получали стратиграфическую и пространственную привязку и индексировались в соответствии с предложенной нами схемой стратиграфии

вулканогенной толщи. Число анализов, характеризующих каждую выборку, определялось современным ареалом распространения литолого-стратиграфических подразделений и степенью изученности территории. Оно варьирует от 47 ан. для ямбуканской до 398 ан. для неракарской свит. Для устранения отрицательного эффекта неравномерного расположения точек [43] производилось усреднение химических анализов по выборкам сгруппированным по площадям сдвоенных листов геологической съемки масштаба 1:200 000. Координатами новообразованной прямоугольной сети служили центры сдвоенных листов. Эта трудоемкая процедура позволила облегчить вычислительные операции и получить наиболее простые трендовые поверхности. Количество химических анализов, характеризующих каждую точку на карте, варьировало от 2 до 56. Понятно, что в зависимости от площади современного распространения исследуемых литолого-стратиграфических подразделений число представляющих их точек менялось, от 7 для северминской до 51 для неракарской свит. Малое количество точек для локально распространенных стратиграфических подразделений нижней части разреза толщи вынудило ограничиться построением трендовых карт 95% достоверности. Для широко развитых базальтов пунторанской серии дополнительно построены карты 50% достоверности. Ввиду большого количества построенных карт основная информация представлена в виде векторных характеристик трендовых поверхностей (рис. 61, 63), и лишь для примера по двум литолого-стратиграфическим подразделениям приводятся обычные трендовые карты (рис. 60, 62).

Трендовые карты 95% достоверности позволяют выявлять главную составляющую изменчивости признака по площади. Достоверность тренда является заданной величиной и представляет собой вероятность того, что поверхность тренда правильно описывает система-

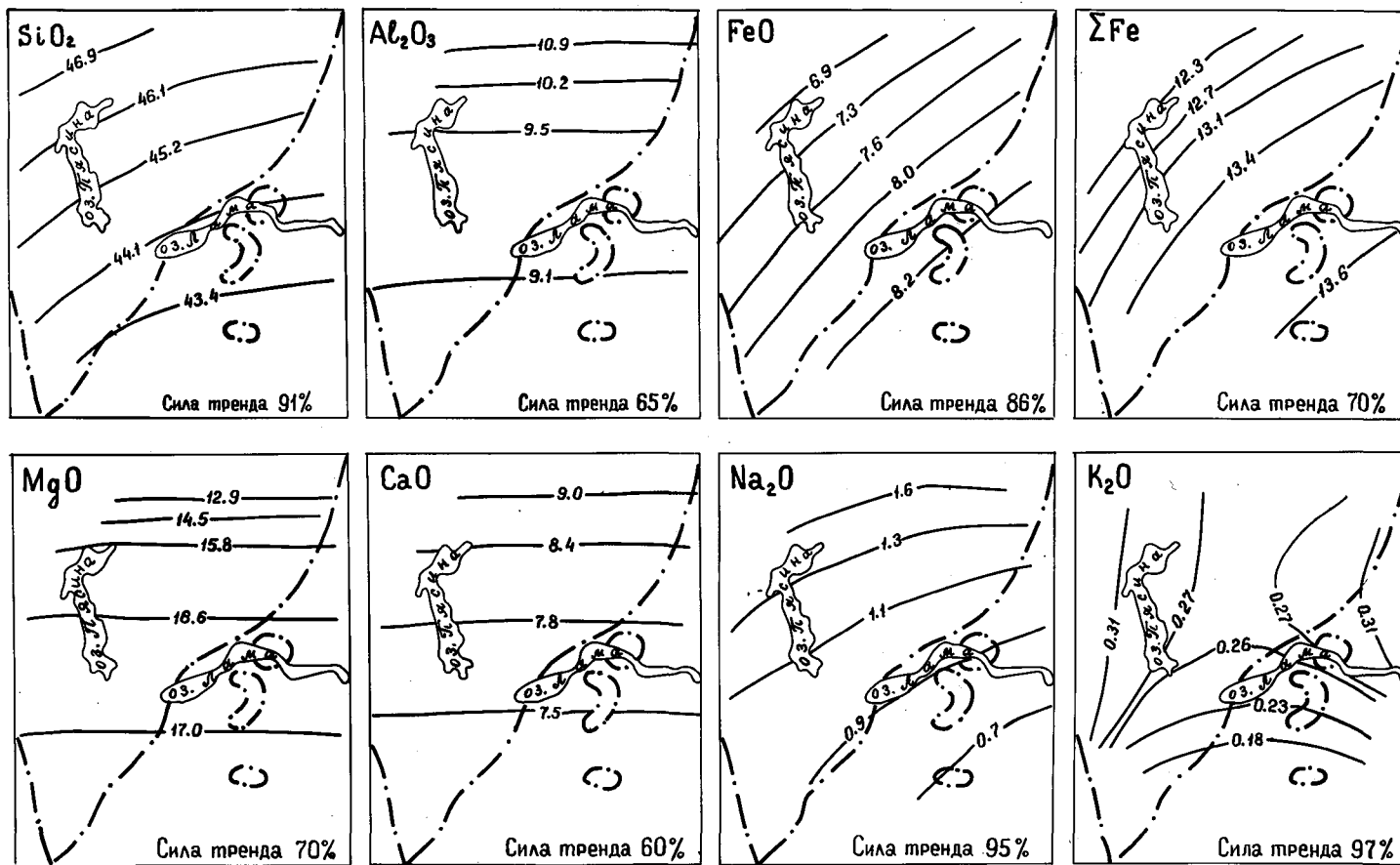


РИС. 60 ТРЕНД-ПОВЕРХНОСТИ ПЕТРОГЕННЫХ ОКИСЛОВ ПИКРИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ГУДЧИХИНСКОЙ СВИТЫ ПРИ ДОСТОВЕРНОСТИ 95 % (пунктиром с точкой показаны границы распространения пикритовых базальтов)

ВЕКТОРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРЕНДОВЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ ПЕТРОГЕННЫХ ОКИСЛОВ ЛИТО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ
ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ ПРИ 95% ДОСТОВЕРНОСТИ

Таблица

Литолого-стратиграфические подразделения Компоненты	Верхнеивановская подсвита	Пикритовые базальты гудчихинской свиты	Сыверминская свита	Гудчихинская свита	Туклонская свита	Надежинская свита	Аянская свита	Хоннамакитская свита	Неракарская свита	Имбуканская свита
SiO ₂	→ 45	↘ 91	↘ 87		→ 81			↘ 32		
TiO ₂	↑ 98		↘ 95	↑ 69			↑ 86	↘ 23	↙ 49	✳ 93
Al ₂ O ₃		↑ 65		↘ 74	↘ 72		→ 30	↘ 29	↘ 19	
Fe ₂ O ₃			↘ 83			↘ 61		→ 15		
FeO		↘ 86	↘ 82			↘ 72				
ΣFe		↘ 70	↘ 59	↘ 56		↘ 84			↘ 43	
MnO									↘ 29	
MgO	↑ 55	↑ 70		→ 56	↑ 57				↘ 63	
CaO	↑ 56	↑ 60	↘ 95	↘ 84	↑ 61	↘ 70	↘ 47	↘ 52	↘ 35	
Na ₂ O		↘ 95		↘ 90			↘ 43			
K ₂ O		↘ 97	↘ 90	↘ 96	↑ 72			↘ 23		↘ 50
P ₂ O ₅	↑ 90		↘ 65				↘ 25			

Примечание: числа обозначают силу тренда в %

Рис. 61

На стр. 186

-196-

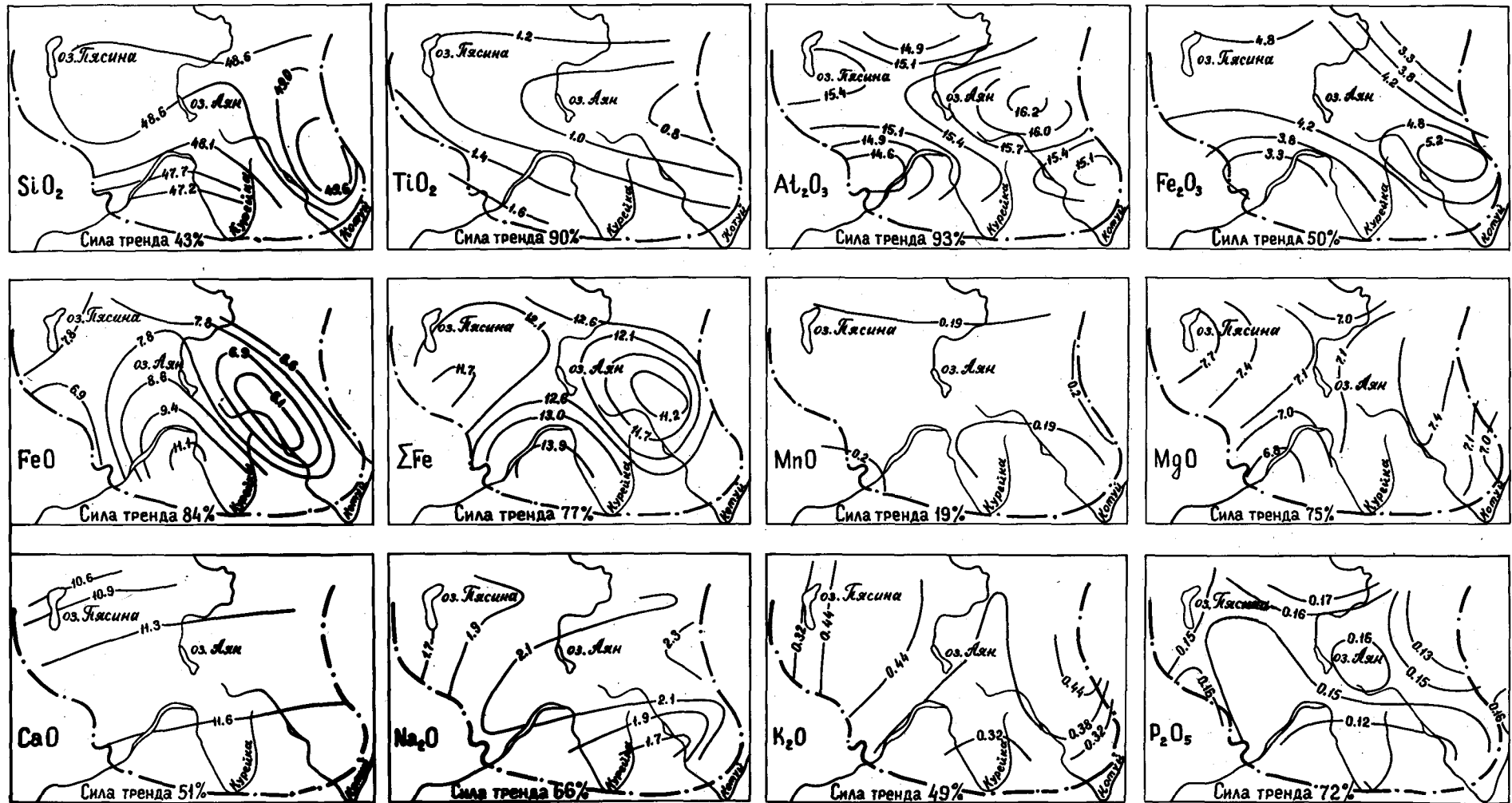


















































РИС. 62 ТРЕНД-ПОВЕРХНОСТИ ПЕТРОГЕННЫХ ОКИСЛОВ ТОЛЕИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ АЯНСКОЙ СВИТЫ ПРИ ДОСТОВЕРНОСТИ 50 %
 (пунктиром с точкой показана граница распространения аянской свиты)

ВЕКТОРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРЕНДОВЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ ПЕТРОГЕННЫХ
ОКИСЛОВ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ПУТОРАНСКОЙ
СЕРИИ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ ПРИ 50%
ДОСТОВЕРНОСТИ

Таблица

Литолого-стратиграфические подразделения	Аянская свита	Хоннамакитская свита	Неракарская свита	Ямбуканская свита
Компоненты				
SiO ₂	 43	 54	 45	 84
TiO ₂	 90	 40	 74	 93
Al ₂ O ₃	 93	 41	 54	 40
Fe ₂ O ₃	 50	 39	 10	 93
FeO	 84	 7	 4	 78
ΣFe	 77	 13	 60	 27
MnO	 19	 22	 34	 12
MgO	 75	 39	 74	 79
CaO	 51	 64	 55	 46
Na ₂ O	 66	 47	 52	 69
K ₂ O	 49	 31	 7	 85
P ₂ O ₅	 72	 29	 48	 74

Примечание: числа обозначают силу тренда в %

тическую изменчивость признаков по площади. 95% достоверность указывает на то, что 95% значений признака попадает на поверхность тренда. Важнейшей характеристикой вариации переменной на площади является сила тренда, указывающая на долю общей изменчивости признака в %, учитываемую трендовой поверхностью. Чем выше сила тренда, тем больше отклонение трендовой поверхности от плоскости. Например, 70% сила тренда означает, что данная поверхность не учитывает только 30% от общей суммы квадратов отклонений от плоскости.

Анализ трендовых карт 95% достоверности показывает, что характер распределения переменных различен для каждого литолого-стратиграфического подразделения. При этом базальты нижней толщи имеют наиболее простые трендовые поверхности обладающие значительными силами трендов, в то время как для базальтов пудоранской серии региональный тренд проявлен слабее и структура их трендовых поверхностей более сложная (рис. 61). Аянские базальты занимают промежуточное положение. Тренды их петрогенных окислов несколько сложнее по рисунку, как и для базальтов пудоранской серии, а высокая сила тренда титана сближает петрохимические свойства базальтов аянского времени с нижележащими образованиями.

Для пикритовых базальтов гудчихинской свиты характерно четкое разделение фемафилов и фельсифилов. Вектора изменчивости ориентированы меридионально. При этом значения фельсифильных окислов возрастают на север к центру максимальной вулканической активности этого времени, а фемафилы (магний и железо) увеличивают свои значения на юг к периферии ареала распространения пикритовых базальтов. Большая сила трендов для калия, натрия и кремнезема указывает на реальность процесса увеличения фельсифилов в сторону нарастания масштабов вулканической деятельности (рис. 60).

Приуроченность наиболее кислых вулканических продуктов к зонам наибольшей вулканической активности весьма характерна для современных лав Исландии [125]. Такие же закономерности отмечаются и для других базальтовых провинций. Например, в молодом четвертичном покрове из Нью-Мексико в США вблизи вулканического центра базальт по составу отвечает кварцевому толеиту и содержит вкрапленники плагиоклаза. На расстоянии 4 км от вулканического конуса базальт приобретает состав оливинового толеита и содержит вкрапленники оливина. По мере удаления от центра извержения в покрове снижается содержание кремнезема, глинозема и извести и возрастает количество магнезии и железа.

Для щелочных базальтов верхнеивакинской подсвиты векторы изменчивости большинства петрогенных окислов также ориентированы меридионально. Обладающие наибольшей силой тренда титан и фосфор увеличивают свои значения на север в сторону максимума активной вулканической деятельности, в то время как кальций и магний имеют более слабую тенденцию к увеличению к периферии области распространения этой пачки. Таким образом структуры распределения породообразующих окислов щелочно-основных и ультраосновных-основных продуктов вулканизма в основных чертах согласуются с их палеоструктурными планами.

Строение трендовых поверхностей толеитовых базальтов в менее определенном виде свидетельствует о тех же закономерностях. Для порфирных базальтов гудчихинской свиты изменение значений большинства петрогенных окислов происходит комплементарно оси палеовпадины этого времени. Для туклонской свиты значения кремнезема увеличиваются вглубь области ее максимального накопления в сторону плато Путорана. Векторы изменчивости фемафилов надеждинской свиты направлены к границе ее распространения. Для базаль-

тов путоранской серии отклонения трендовых поверхностей от плоскости значительно ниже и поэтому определенных выводов о закономерностях распределения значений химических параметров при такой достоверности делать нельзя. Возможно, снижение силы трендов обусловлено не столько уменьшением дифференцированности базальтов путоранской серии, сколько изливанием из большого числа вулканических центров. Суммарная характеристика химизма разнонаправленных потоков и покровов безусловно только приблизительно соответствует реальному распределению химических свойств базальтовой толщи.

Трендовые поверхности 50% достоверности отражают не только наиболее общие закономерности в распределении изучаемых свойств на площади (главная компонента), но и отклонения от региональной трендовой поверхности, обусловленные спецификой отдельных участков (локальная компонента). Возрастание силы трендов при повышении достоверности свидетельствует о том, что такие трендовые поверхности обладают достаточной силой для описания реальных эффектов и не связаны со случайными флуктуациями, возникающими при опробовании [43] .

Несмотря на более сложное строение трендовых поверхностей 50% достоверности для всех свит путоранской серии намечается их соответствие палеоструктурным планам (рис. 62, 63). Этот главный вывод из анализа трендовых поверхностей различной достоверности прямо противоположен выводу полученному нами ранее при петрохимическом районировании интрузивных образований Тунгусской синеклизы [80] , рисунки трендовых изолиний которых и контуры геохимически разнородных областей комплементарны основным современным крупным структурам. Таким образом тренд-анализ пространственных закономерностей изменения химизма базальтовой толщи показал, что распределение петрогенных окислов вулканогенных литолого-стратигра-

фических подразделений подчиняется их палеоструктурному плану, в то время как распределение петрогенных окислов интрузивных образований контролируется современными структурами синеклизы.

УШ. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ

Изучение стратиграфии, структурно-фациальных особенностей и петро-геохимических характеристик вулканогенной толщи показало, что основная особенность эффузивного магматизма Тунгусской синеклизы состоит в его пульсирующем развитии во времени. Периодичность вулканического процесса проявляется в ритмичном повторении пирокластических и эффузивных пород в разрезе толщи, в чередовании мощных протяженных маркирующих покровов, образованных при одновременном излиянии из множества трещин, и пачек маломощных потоков, формировавшихся в результате деятельности преимущественно щитовых вулканов исландского типа. Ритмичный характер строения вулканогенной толщи позволяет с позиций ритмостратиграфии расчленять вулканогенный разрез и проследивать элементы ритмов на большие расстояния [21].

По характеру ритмичности вся вулканогенная толща делится на 2 части. Нижняя часть разреза толщи построена аритмично и состоит из дифференцированных и достаточно контрастных вулканических продуктов. В ее строении помимо толеитовых базальтов участвуют трахибазальты, пикритовые и анкарамитовые базальты, полевошпатовые пикритовые трахибазальты. Верхняя половина разреза толщи представлена ритмичным чередованием покровов и потоков недифференцированных толеитовых базальтов. Граница двух частей разреза толщи четко фиксируется значениями и градиентом ее петро-геохимических характеристик.

Последовательный анализ распространения, внутренней структу-

ры и распределения фаций каждого литолого-стратиграфического подразделения показал, что формирование вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы происходило в 3 этапа. В начале каждого этапа в результате выбросов из многочисленных аппаратов центрального типа образовывался пирокластический горизонт, затем происходило ритмичное накопление покровных эффузивов, изливавшихся либо из щитовых вулканов исландского типа, либо из множества трещинных аппаратов. Определение типа вулканических построек и их местоположения производилось путем выявления участков с максимальным количеством покровов в разрезе соответствующих литолого-стратиграфических подразделений.

На первом этапе вулканическая деятельность сосредоточилась только в Норильском районе. Она началась в конце татарского века с выбросов из отдельных локально развитых вулканических аппаратов центрального типа субщелочного пирокластического материала, сформировавшего I-ый рожковский горизонт. Вышележащие продукты раннего этапа вулканизма представлены преимущественно эффузивами контрастного состава, от щелочно-основных пород ивакинского до пикритовых базальтов гудчихинского времени. Лавовые покровы изливались как из линейных довольно протяженных трещин (ивакинская и гудчихинская свиты), так и из низких щитовых одноактных вулканов исландского типа, формирующих многочисленные потоки толеитовых базальтов сыверминской свиты.

К концу гудчихинского времени вулканогенная толща образовала открытую к северу небольшую синеклизу (впадину), южная часть которой захватывала Норильский район (рис. 64). Суммарный палеоструктурный план ивакинского-гудчихинских вулканогенных образований имеет простую мульдообразную форму с меньшим градиентом изменений мощностей, чем каждое литолого-стратиграфическое подраз-

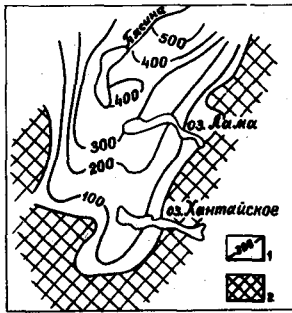


Рис. 64 Палеоструктурная схема Тунгусского хатократона для позднепермской-раннетриасовой эпохи. Ивакинско-гудчихинское время.

1-изопахиты, в м; 2-подстилающие угленосные песчано-глинистые отложения верхнего палеозоя.

На стр. 204

деление в отдельности. Этот факт, в совокупности с отсутствием следов размывов внутри вулканогенной толщи, свидетельствует об устойчивом изостатическом компенсированном погружении бассейна накопления [118]. Распределение вулканических аппаратов центрального, трещинного и щитового типов определяет ареалы распространения отдельных литолого-стратиграфических подразделений и не обнаруживает видимой связи с современными пликативными и дизъюнктивными структурами.

Начиная со второго этапа вулканизм проявился на всей территории будущей Тунгусской синеклизы. Первыми вулканическими продуктами этапа были вулканогенно-обломочные отложения хаканчанской свиты, известные в Норильском районе как II-ой рожковский горизонт. В хаканчанское время на всей территории синеклизы из локальных вулканических центров, фиксируемых по ареалу распространения жерловых и прижерловых фаций, происходили выбросы пирокластического материала основного состава. Мощности сформированного вулканогенно-обломочного горизонта и его фациальный состав на различных участках синеклизы зависят от плотности распределения центров взрывной деятельности (рис. 43). Там где она была выше (Ламско-Глубокоозерский район) накапливались мощные грубообломочные толщи. На тех площадях, где пирокластические аппараты центрального типа располагались достаточно редко, вулканогенно-обломочный горизонт представлен мелкообломочными и вулканомиктовыми образованиями. Последующие излияния эффузивов туклонской и надеждинско-чангадинской свит происходили только на севере синеклизы. Для покровов и потоков туклонского времени удастся определить щитовой тип вулканических построек для толеитовых и пойкилофитовых базальтов и трещинный механизм извержения для пикритовых базальтов. Для порфировых и полифировых базальтов надеждинского времени, пло-

хо фиксируемых в современной структуре синеклизы, предполагается трещинный тип вулканизма, по аналогии с макроскопически схожими порфировыми лавами гудчихинской свиты.

В то время как на севере синеклизы изливались базальты туклонской и надеждинско-чангадинской свит, в центральных и южных районах синеклизы размывались пирокластические аппараты хаканчанского времени, формируя тутончанскую свиту. Меньший градиент перепада мощностей тутончанской свиты и более выдержанный фациальный состав обусловлен отсутствием экранирующего влияния лав, предохраняющих туфовые конуса от разрушения (рис. 43). Образовавшаяся в тутончанское время впадина также имеет простую синклинальную форму. По сравнению с впадиной первого этапа впадина тутончанского времени имеет значительно более обширные размеры и ее ось смещена на восток, приближаясь к наиболее погруженной части Тунгусской синеклизы. Днище вулканической впадины тутончанского времени также погружается на север под юрско-меловые осадки Енисей-Хатангской депрессии.

Третий этап вулканизма Тунгусской синеклизы знаменуется массовыми выбросами пирокластических пород двурогинского времени (рис. 44). Объединение двурогинской, правобоярской и учаминской свит в единое геологическое тело позволило найти недостающее звено в структуре вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы. Так же как и для предыдущих этапов строение и фациальный состав базального пирокластического горизонта третьего этапа определяется плотностью взаиморасположения вулканических аппаратов. Синхронно накоплению пирокластических образований двурогинского времени в Норильском районе образуется маломощный вулканомиктовый горизонт, названный нами по аналогии III-м рожковским горизонтом. Базальтовые покровы путоранской серии заполняли неровности палеорельефа дву-

рогинского времени и вовлекали в компенсированное погружение все более обширные территории. По мере изостатического прогибания дна базальтового бассейна над питающей областью новые порции базальтового расплава расширяли свой ареал распространения. Границами погружающегося лавового бассейна служили пирокластические образования двурогинского времени, занимавшие относительно более высокое гипсометрическое положение и образовавшие естественное препятствие на пути базальтового расплава. Свидетельством этого являются многочисленные наблюдения над взаимоотношениями двурогинских туфов и лав путоранской серии. Для разрезов периферических частей лавовых бассейнов характерно переслаивание базальтовых покровов с продуктами разрушения пирокластической толщи. На периодически возникавший заболоченно-равнинный палеорельеф лавовых полей указывает пресноводная фауна, найденная в межпокровных вулканомиктовых прослоях.

Ритмичное чередование мощных покровов и пачек потоков пойкилоофитовых базальтов путоранской серии четко согласуется с чередованием типов действовавших вулканических аппаратов. Для покровов афанитовых базальтов ими служили беспорядочно расположенные серии коротких трещин, аналогичных исландским, одновременная деятельность которых сформировала мощные маркирующие покровы. При этом, как и для литолого-стратиграфических подразделений ранних этапов вулканизма, не наблюдается зависимости расположения трещин от современных пликативных и дизъюнктивных структур. Для пачек покровов пойкилоофитовых базальтов путоранской серии предполагаются извержения из низких щитовых вулканов исландского типа. Наблюдаемые в поле угловые несогласия между отдельными сериями потоков пойкилоофитовых базальтов соответствуют аналогичным взаимным отношениям, зафиксированным для плато-базальтов Исландии [129] .

Отдельные мощные покровы афанитовых базальтов, встреченные среди потоков пойкилоофитовых базальтов, определенно имеют трещинное происхождение. Большое количество мелких быстро выклинивающихся потоков пойкилоофитовых базальтов свидетельствует о небольших размерах щитовых вулканов (10-15 км) и их плотном расположении. По аналогии с современным вулканизмом Гаваев предполагаем, что мощные покровы афанитовых базальтов формировались при значительных скоростях вулканического процесса и больших давлениях магмы в жерлах, в то время как потоки и покровы пойкилоофитовых базальтов образовались при относительно спокойном излиянии [55].

Суммарный палеоструктурный план, построенный для разреза лавовой толщи путоранской серии (до ямбуканского времени), дает простую отрицательную структуру, ось которой также как и у предыдущих впадин погружается на север в сторону Енисей-Хатангской впадины (рис. 65). По сравнению с тутончанским временем наиболее прогнутая часть путоранской впадины располагалась восточнее, примерно совпадая с зоной максимальных мощностей всей вулканогенной толщи. Палеоструктурные схемы для вулканогенных образований ямбуканской и самоедской свит построить не удалось, по причине их локального распространения в современной структуре синеклизы. Ареал распространения ямбуканской свиты, фиксируемый по появлению на ее периферии многочисленных вулканомиктовых прослоев, примерно совпадал с областью распространения неракарской свиты, а ее полная мощность, отмечаемая на плато Хараелах, достигает 220 м. Развитая здесь кумгинская свита, являющаяся литолого-стратиграфическим аналогом ямбуканской, почти не содержит вулканомиктовых прослоев и видимо характеризует внутреннюю часть поля развития порфировых базальтов ямбуканского времени. Вышележащая самоедская свита развита только в Иконской мульде и ее мощность достигает



Рис. 65 Палеоструктурная схема Тунгусского хатакратона для раннетриасовой эпохи. Путоранское время.

1-изопакиты, в м; 2-4-границы распространения свит: 2-аянской, 3-хоннамакитской, 4-неракарской; 5-подстилающие туфы корвунчанской свиты.

На стр. 209

790 м. Устойчивая тенденция нижележащих литолого-стратиграфических подразделений расширять ареал своего распространения в процессе вулканической деятельности подсказывает, что в раннем триасе самоедская свита была распространена значительно шире, вероятно на соизмеримой с ямбуканской свитой площади.

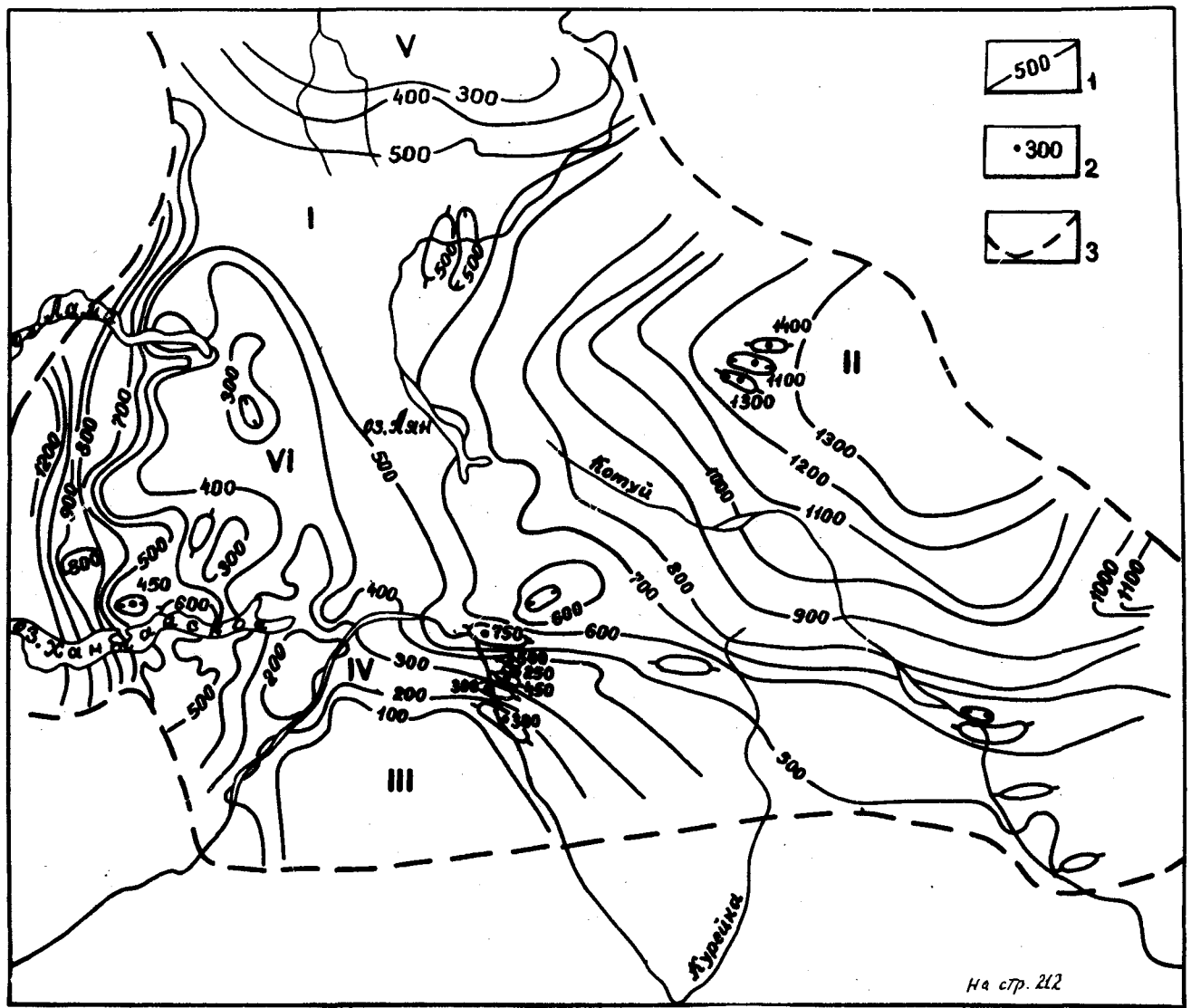
Палеоструктурные схемы для всех трех этапов являются заманчивым объектом для получения результирующей структуры Тунгусской синеклизы к концу раннего триаса. Задача осложняется технической стороной процедуры суммирования, заключающейся в трудности сложения структурного плана эффузивных полей, имеющих обычную геометрию подобную осадочным бассейнам, со структурным планом пирокластических горизонтов, образовавших локальные возвышенности на практически ровной поверхности. Тем не менее понятно, что к концу триаса вулканогенная толща сформировала огромную вытянутую амфи-клизу, южная часть которой известна ныне как Тунгусская синеклиза, а северная погребена под молодыми осадками Енисей-Хатангской депрессии и возможно появляется на южном склоне хр. Бырранга на Таймыре. Приведенные схемы убедительно показывают границы распространения вулканогенной толщи и ее приуроченность к пермско-триасовой Тунгусской синеклизе.

Следует заметить, что выявленная строгая ритмичность в формировании этапов вулканической деятельности осложняется появлением пирокластических продуктов в разрезе верхнеивакинской под-свиты и в аянское время под юряхской трахибазальтовой толщей. Кроме этого, отдельные, иногда крупные центры пирокластической деятельности, как это имеет место в хоннамакитское время в районе верхнего течения р. Тутончаны (рис. 8), локально действовали на разных стратиграфических уровнях вулканогенной толщи. Тем не менее, материал этих эксплозий не образует регионально проявленных

туфогенных горизонтов, аналогичных I-му, II-му и III-му рожковским горизонтам.

Наложённый характер Тунгусской синеклизы, вулканогенная толща которой формирует собственный структурный план, не зависящий от структурного плана подстилающих верхнепалеозойских образований, свидетельствует о ее вулканическом происхождении. Анализ фаций верхнепалеозойских угленосных отложений показывает, что в дегалинское время под центральной частью Тунгусской синеклизы существовала относительно приподнятая область [6]. Широтный палеоструктурный профиль через синеклизу в верхнем палеозое имеет форму погружающейся на запад моноклинали. В бассейне р.Чангады нами была установлена крупная предтриасовая структурная перестройка, в результате которой на дневную поверхность были выведены даже блоки среднепалеозойских морских осадочных пород. Региональное (географическое) несогласие на границе угленосных и вулканогенных образований фиксируется практически повсеместно.

Простой пермо-триасовый ретроспективный структурный план Тунгусской синеклизы не согласуется и с современной ее сложной структурой, представляющей серию поднятий и впадин, мульд и валов, различной амплитуды, размера и конфигурации [105]. Нами современная структура северной и центральной частей синеклизы построена по подошве надаянского и ягталийского маркирующих покровов (рис. 66, 67). Кроме частных разрезов (рис. 2) для получения более точной структурной характеристики Дюпкунской впадины использовались результаты замера гипсометрического положения обоих покровов путем барометрического нивелирования [50]. Вывод, вытекающий из сравнения современного и палеоструктурного планов, следующий: образование современных структур Тунгусской синеклизы произошло после того как вулканогенная толща была сформирована.



На стр. 212

Рис. 66 Структурная карта раннетриасовой вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы по подошве надаянского маркирующего горизонта

1-стратоизогипсы, в м; 2-отметки стратоизогипс, в м; 3-граница распространения надаянского покрова в современном эрозионном срезе

Основные структурные элементы: I-Аянская седловина; II-Путоранский полусвод; III-Джунгунская впадина; IV-зона Анамских флексур; V-Большаваамская мульда; VI-Ламско-Кутарамаканская впадина.

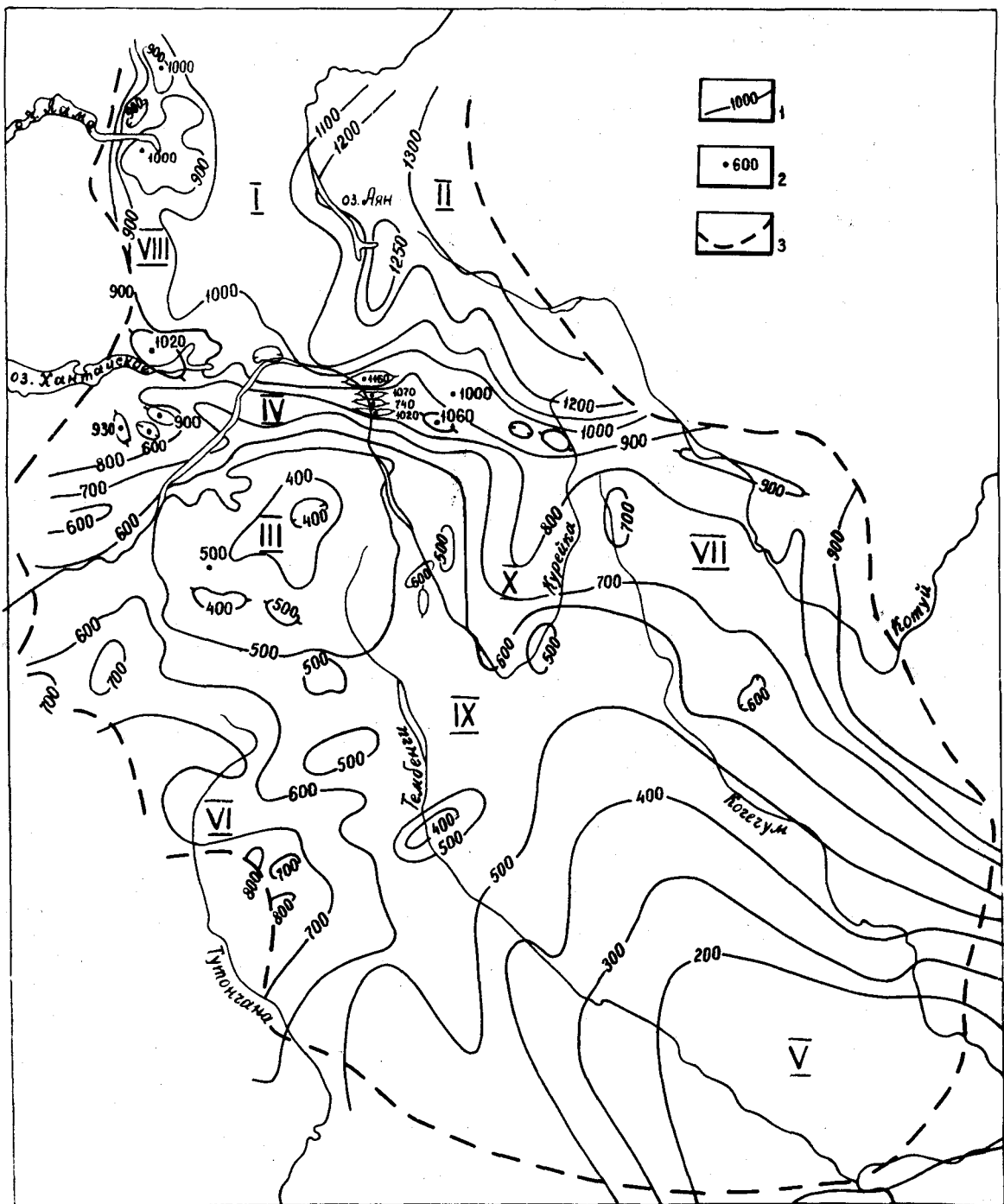


Рис. 67 Структурная карта раннетриасовой вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы по подошве ягталейского маркирующего горизонта.

I-стратоизогипсы, в м; 2-отметки стратоизогипс, в м; 3-граница распространения ягталейского покрова в современном эрозионном срезе
 Основные структурные элементы: I-Аянская седловина; II-Путоранский полу-свод; III-Дыкунская впадина; IV-зона Анамских флексур; V-Тембенчинская впадина; VI-Верхнетунчанское поднятие; VII-Кочечумо-Котуйская ступень; VIII-зона краевых структур западного крыла синеклизы; IX-Верхнетембенчинская седловина; X-Бельдунчанский структурный нос.

Тот же вывод получен при структурно-фациальном анализе вулканогенной толщи Норильского района [118] .

В современной структуре Тунгусской синеклизы перспективными на обнаружение рудных полезных ископаемых являются зоны контрастных мульд и впадин, флексурные перегибы, зоны глубинных разломов [58, 27] . Анализ истории тектонического развития чехла Сибирской платформы показал, что эти участки обладали повышенной подвижностью и проницаемостью с ранних этапов развития земной коры и закладывались на месте шовных структур, разделявших жесткие архейские блоки [58] . Именно они контролируют распределение основной массы интрузивных образований, в том числе рудоносных, проявления гидротермальной деятельности, лито- и гидрогеохимические аномалии. В то же время несоответствие пермо-триасового и современного структурных планов вулканогенной толщи и отсутствие зависимости в распределении вулканических центров от современных пликативных и дизъюнктивных структур свидетельствуют о том, что вулканогенные образования не имеют отношения к магматическим процессам, связанным с рудогенезом. Этот вывод согласуется с возникшими в последние годы сомнениями относительно связи повышенных концентраций металлов с толеит-базальтовой магмой [60] . По мнению многих геологов оруденение, а возможно и подавляющий объем интрузий, появились в самом конце тектоно-магматического цикла, после образования вулканогенной толщи [95, 96, 74] . Вулканогенные образования служили экраном для большинства рудоносных объектов. Возможным уровнем локализации полезных ископаемых является подошва вулканогенного комплекса [60] и выявленная нами граница двух толщ, к которой приурочены основные проявления исландского шпата и самородной меди [20] .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение стратиграфии и вещественного состава вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы, анализ ее структурно-фациальных особенностей и пространственно-временных закономерностей распределения петро-геохимических характеристик позволили сделать следующие выводы:

1. Тунгусская синеклиза является вулканической структурой пермско-триасового возраста, которая образовалась в результате последовательного вовлечения в изостатическое компенсированное погружение все более обширных вулканических впадин, каждая из которых контролирует распределение однородных по составу пород.

2. Вулканогенная толща Тунгусской синеклизы сформировалась в три этапа. В начале каждого этапа в результате выбросов из многочисленных аппаратов центрального типа образовывался пирокластический горизонт, затем происходило ритмичное накопление покровных эффузивов, изливавшихся либо из щитовых вулканов исландского типа, либо из множества трещинных аппаратов. Чередование типов вулканической деятельности является отражением пульсирующего развития вулканического процесса, обусловившего ритмичное строение вулканогенной толщи.

3. По характеру ритмичности разрез вулканогенной толщи имеет двухчленное строение. Нижняя часть разреза толщи построена ритмично и представлена чередованием дифференцированных и контрастных по вещественному и химическому составу литолого-стратиграфических подразделений. В ее строении помимо толеитовых базальтов участвуют трахибазальты, пикритовые и анкарамитовые базальты, полевошпатовые пикритовые трахибазальты. Верхняя часть разреза толщи представлена ритмично чередующимися покровами и потоками недифференцированных однообразных толеитовых базальтов.

Выделенная граница является рубежом, фиксирующим резкую смену значений и градиента петро-геохимических характеристик. Породы нижней толщи имеют фельсифильные свойства и высокую дисперсию значений геохимических параметров. Для пород верхней толщи, наоборот, характерно обогащение фемифилами и низкий коэффициент вариации параметров.

4. Пространственное распределение петрогенных окислов подчиняется палеоструктурному плану вулканогенных литолого-стратиграфических подразделений, в отличие от ранее установленной зависимости распределения петрогенных окислов интрузивных образований от современной структуры синеклизы.

5. Пермско-триасовый структурный план Тунгусской синеклизы определялся взаиморасположением вулканических центров и не согласуется как с верхнепалеозойским структурным планом, так и с современной ее структурой. К концу раннего триаса вулканогенная толща сформировала огромную вытянутую амфиклизу, дно которой погружалось по направлению к Енисей-Хатангской депрессии. Образование современных отрицательных и положительных структур Тунгусской синеклизы произошло после формирования вулканогенной толщи.

6. Получены новые данные по стратиграфии вулканогенной толщи:

а) Впервые пирокластические образования двурогинской, правобоярской и учаминской свит объединены в единый горизонт. В направлении с севера на юг на этот пирокластический горизонт ложатся все более высокие части лавового разреза.

б) На северо-западе синеклизы нижняя часть моронговской свиты, представленная преимущественно туфами, сопоставляется с двурогинской свитой, а верхняя лавовая часть отнесена к аянской свите.

в) На северо-востоке Тунгусской синеклизы впервые выделена мощная эффузивная чангадинская толща, ранее относившаяся к пластовым недифференцированным базитовым интрузиям. Она сопоставляется с надеждинской свитой северо-запада синеклизы.

г) Хоннамакитская свита северных районов синеклизы соответствует только нижненидымской подсвите ее южных районов, в то время как вышележащая неракарская свита сопоставляется с оставшимся объемом нидымской свиты и кочечумской свитой.

7. Уточненную схему стратиграфии вулканогенной толщи можно использовать при составлении опорных легенд для крупномасштабного геологического картирования.

8. Дальнейшие поиски рудных полезных ископаемых следует сосредоточить в пределах эпигенетических контрастных структур 3-го и более высоких порядков, нередко трассируемых зонами сгущений дизъюнктивных нарушений. К весьма эффективным методам, позволяющим просвечивать вулканогенную толщу, относятся глубинное сейсмическое зондирование и гидрогеохимическое опробование. Перспективными уровнями локализации рудоносных интрузий являются подошва вулканогенной толщи и выявленная граница смены контрастных и недифференцированных вулканических продуктов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архипова А.И., Додин Д.А. Новые данные по субщелочному трапповому магматизму в северо-западной части Сибирской платформы (горы Хараелах). - Труды науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 133, 1963, с. 153-167.
2. Атласов А.И. Вулканогенные обломочные породы хаканчанской свиты (нижний триас) из района озер Хантайского и Кета. - Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 15, 1969, с. 91-96.
3. Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., "Наука", 1975, 97 с.
4. Белозеров В.П., Садовников Г.Н. Стратиграфия корвунчанской серии в бассейне нижнего течения р. Нижней Тунгуски. - В кн.: Матер. по регион. геологии Сибирской плат. и ее юго-восточное обрамление. - Тр. ВАГТа, вып. 8, 1962, с. 24-41.
5. Боручинкина А.А., Кичкина С.С., Григорьев В.В. Стратиграфия вулканогенных отложений центральной части Тунгусской синеклизы. - В кн.: Материалы по стратиграфии и палеогеографии Тунгусского угленосного бассейна. - Тр. ТГУ, т. 232а, 1974, с. 74-79.
6. Будников В.И. Структурно-фациальное районирование верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы. Там же, с. 80-83.
7. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Проблемы платформенного магматизма. Статья 3. "Ультраосновной магматизм платформенных областей. - "Геол. и геоф.", 1977, № 2, с. 33-46.
8. Верба М.Д., Ильин О.М., Холмянский М.А. Поиски локальных структур на северо-западе Тунгусской синеклизы. - В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы (правобережья р. Енисея). - Л., Тр. НИИГА, т. 162, вып. 2, 1970, с. 187-192.

9. Вишнеvский В.А., Орлов Ю.С. О стратификации туфогенной толщи юго-восточной части сибирской трапповой провинции. - Вестник МГУ, 1977, № 2, с. 115-117.

10. Волков И.Д. Общие закономерности распределения редких и рассеянных элементов в породах эффузивно-туфогенного комплекса Норильского района и их геологическое значение. - Уч.зап. НИИГА, регион. геол., вып. 4, 1964, с. 225-230.

11. Галушко Я.А., Азарова В.Г., Скундин В.С. Маркирующий горизонт шаровых лав в эффузивной толще бассейна нижнего течения р.Кочечум. - "Сов. геология", 1975, № 2, с. 148-151.

12. Галушко Я.А., Петров В.Г., Скундин В.С. О стратификации вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы. - В кн.: Проблемы нефти, вып. 2. М., 1971, с. 175-193.

13. Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. М., "Недра", 1974, 280с.

14. Герасимов Л.М., Сухов Л.Г., Лускина В.Ю. Стратиграфия вулканогенного комплекса междуречья Горбиачина и Нижней Тунгуски.- Уч.зап. НИИГА, регион. геол., вып. 4, 1964, с. 36-59.

15. Глухов Ю.С. Позднепалеозойско-раннемезозойский этап геологического развития центральной части Тунгусской синеклизы. - В кн.: Проблемы геологии древних платформ. Красноярск, 1973, вып. 1, с. 278-288.

16. Гудлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959, 67 с.

17. Грачев А.Ф., Мишин В.И. Построение карт новейшей тектоники на основе тренд-анализа. - "Геоморфология", 1975, № 2, с. 63-70.

18. Гуринова Е.И. Геологические условия формирования шаровых лав среднего течения р.Нижней Тунгуски. - Изв. АН СССР, сер.

геол., 1960, № 6, с. 94-105.

19. Гусев Б.В. Стратификация эффузивных толщ северо-запада Сибирской платформы по палеомагнитным данным. - В кн.: Геология и полезн. ископаемые северо-запада Сибирской платформы (правобережье р.Енисея). - Л., Тр. НИИГА, т. 162, вып. 2, 1970, с.116-124.

20. Дараган-Суцов Ю.И. Петрографические группы базальтов Тунгусской синеклизы. - В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюзн. петрограф. совещ. Л., 1981₁, с. 186-187.

21. Дараган-Суцов Ю.И. Ритмический характер плато-базальтового вулканизма Тунгусской синеклизы и его значение для прогнозирования полезных ископаемых. - В кн.: Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Тез. докл. - Киев. Наук. думка, ч.2, 1981₂, с.69-70.

22. Дмитриев Ю.И. Мезозойский трапповый вулканизм в центре и на периферии Тунгусской синеклизы. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 10, с. 58-67.

23. Додин Д.А., Голубков В.С. О дифференцированном покрове базальтов на северо-западе Сибирской платформы (Норильский район). - Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 2, с. 403-406.

24. Додин Д.А., Ленкин Е.Н. К вопросу о классификации эффузивных пород формации Сибирских траппов. - Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 4, 1964, с. 18-35.

25. Додин Д.А., Сухов Л.Г. Опыт составления унифицированной стратиграфической схемы вулканогенных образований северо-западной части Сибирской платформы. - Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 3, 1964, с. 27-50.

26. Домышев В.Г. Пирокластические толщи, трапповый вулканизм и тектоника юго-востока Тунгусской синеклизы. Новосибирск, "Наука", 1974, 118 с.

27. Дюкунская зона эндогенной активности в центральной части плато Путорана (Сибирская платформа). (Малич Н.С., Белякова Е.Е., Туганова Е.В. и др.) - В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюзн. петрограф. совещ. Л., 1981, с. 210-211.

28. Дужиков О.А. О пикритовых базальтах Норильского района. - ДАН СССР, 1971, т. 197, № 6, с. 1406-1409.

29. Дужиков О.А. Туфолавовая толща Норильского района. - В кн.: Проблемы геологии древних платформ, вып. I, Красноярск, 1973, с. 100-112.

30. Дужиков О.А. Никеленосная гипербазит-базитовая вулкано-плутоническая ассоциация северо-запада Сибирской платформы. - В кн.: Проблемы петрогенезиса и рудообразования, корреляция эндогенных процессов. Иркутск, 1979, с. 113-114.

31. Дужиков О.А., Линд Э.М., Нестеровский В.С., Шестаков Ю.Г. О ранней фазе эффузивного траппового магматизма в Норильском районе. "Геол. и геоф." 1971, № 12, с. 47-53.

32. Дужиков О.А., Федоренко В.А. Опыт картирования и изучения вулканогенных толщ при прогнозировании сульфидных медно-никелевых месторождений (северо-запад Сибирской платформы). - В кн.: Методы составления палеовулканологических карт. Новосибирск, "Наука", 1979, с. 103-109.

33. Жамойда А.И. Сущность и соотношение основных стратиграфических подразделений. - В кн.: Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме. Л., "Наука", 1980, с. 32-63. (Тр. МСК, т.7).

34. Зубаков В.А. О соотношении этапности и ритмичности в геологическом развитии и некоторых общих вопросах учения о ритмах. - В кн.: Ритмичность природных явлений. Л., Гидрометеорология, 1971, с. 22-25.

35. Иванкин П.Ф., Мусатов Д.И. Некоторые аспекты тектоники, магматизма и металлогении Сибирской платформы, - В кн.: Проблемы геологии древних платформ, вып. I, Красноярск, 1973, с.47-65.

36. Иванов А.И. Стратиграфия вулканогенных образований восточного борта Тунгусской синеклизы. - Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. I, 1963, с. 80-100.

37. Иванова Т.К. Применение структурно-фациального анализа при палеовулканических реконструкциях в Норильском районе. - В кн.: Медно-никелевые руды северо-запада Сибирской платформы. Л., 1975, с. 52-75.

38. Карпов Г.П., Кутумов Ю.Д. К проблеме изучения фаций и палеовулканизма триаса юго-западной части Сибирской платформы. - В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы. Новосибирск, 1969. (Тр. СНИИГТИМС, серия литол. и геохим., вып. 96).

39. Карта геологических формаций чехла Сибирской платформы масштаба 1:1 500 000. Объяснительная записка. Малич Н.С., Туганова Е.В., Тазихин Н.Н. и др. Л., 1977, 108 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т).

40. К корреляции триасовых вулканогенных образований Тунгусской синеклизы. (Могучева Н.К., Лебедев В.М., Григорьева К.И. и др. - В кн.: Палеонтология и стратиграфия триаса Средней Сибири. М., "Наука", 1980, с. 86-92.

41. Классификация вулканогенных обломочных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1962, 45 с.

42. Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие (Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В., и др. - М., "Недра", 1981. 160 с.

43. Крамбейн У., Грейбилл Ф. Статистические модели в геологии. М., "Мир", 1969, 397 с.

44. Кузнецов А.А. Некоторые закономерности петрогенезиса траппов (на примере отдельных районов северо-западной части Сибирской платформы). Автореф. кандид. диссертации. Ленинград, 1967, 17 с.

45. Кузнецов А.А. Новая разновидность эффузивных траппов северо-западной части Сибирской платформы. - Вестн. ЛГУ, 1969, № 18. вып. 3, с. 35-39.

46. Лебедев В.М. К вопросу о расчленении эффузивной толщи в Игарско-Норильском районе. - В кн.: Геология нефтеносных районов Сибири. - Новосибирск. Тр. СНИИГТИМСа, вып. 32, ч. II, 1964, с. 35-41.

47. Лебедев В.М. Строение и условия формирования эффузивных толщ северной части Тунгусской синеклизы. Автореф. кандид. диссертации. Иркутск, 1970, 18 с.

48. Лебедев В.М. К вопросу о формировании трапповых впадин. - В кн.: Вопросы тектоники древних платформ. Новосибирск, "Наука", вып. 59, 1974, с. 150-160.

49. Лебедев В.М., Старосельцев В.С. О методах стратификации триасовых образований Тунгусской синеклизы. "Геол. и геоф.", 1967, № 4, с. 109-111.

50. Лебедев В.М., Старосельцев В.С. Значение структурного плана триасовых образований для поисков нефти и газа в Тунгусской синеклизе. - Тр. СНИИГТИМСа, вып. 252, 1977, с. 63-68.

51. Леднева В.П., Порошин Е.Е. Петрохимическое районирование базальтов Тунгусской синеклизы. "Геол. и геоф.", 1981, № II,

с. 141-145.

52. Литология нижнетриасовых отложений бассейна среднего течения р.Нижней Тунгуски. (Будников В.И., Байбородских Н.И., Завьялов А.В. и др.) - В кн.: Вопросы литологии и геохимии Сибири, Новосибирск, вып. 46, 1967, с. 139-145.

53. Дурье М.Л., Обручев С.В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации. - В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы. - Мат-лы ВСЕГЕИ. Нов.сер., вып. 7, 1955, с. 159-205.

54. Дяхович В.В. О пизолитовых туфах на Сибирской платформе. Докл. АН СССР, 1956, т. 110, № 1, с. 137-140.

55. Макдональд Г.А. Вулканы. (Пер. с англ.), М., "Мир", 1975, 431 с.

56. Максимов С.П., Кунин Н.Я., Сардонников Н.М. Цикличность геологических процессов и проблема нефтегазоносности. М., "Недра", 1977, 280 с.

57. Малич Н.С. О полициклическом развитии Сибирской платформы. - Реф. сб. ВИЭМС. Сер. Региональная геология и методика геологического картирования, 1970, № 3, с. 3-4.

58. Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М., "Недра", 1975, 216 с.

59. Малич Н.С., Туганова Е.В. Современные представления о геотектоническом развитии и минерагении чехла Сибирской платформы (Обзор). М., ВИЭМС, 1974, 49 с.

60. Малич Н.С., Туганова Е.В. Принципы и методика минерагенического анализа платформ. М., "Недра", 1980. 287 с.

61. Масайтис В.Л. Проблемы траппового магматизма. В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. I. М., "Наука", 1969, с. 247-256.

62. Масайтис В.Л. Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций. "Зап. Всес. минер. о-ва", 1983, ч. II2, вып. 4, с.411-424.

63. Мейен С.В. От общей к теоретической стратиграфии. "Сов. геол.", 1981, № 9, с.58-69.

64. Межвилк А.А. Маркирующие горизонты среди эффузивных траппов Сибирской платформы. "Геол. и геоф.", 1962, № 4, с.68-75.

65. Межвилк А.А. Осадочные породы между покровами сибирских траппов. - Тр. НИИГА, т. I33, вып. I, 1963, с. 44-48.

66. Межвилк А.А. История формирования Тунгусской синеклизы в пермскую и триасовую эпохи. - В кн.: Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. Красноярск, 1970, с. 95-III.

67. Митрошин М.И. Конусовидные палеовулканы западного бор-та Тунгусской синеклизы (басс. рек Северной, Курейки, Горбиачин). Автореф. кандид. диссертации. Ленинград, 1974, 24 с.

68. Муратов М.В. Главнейшие типы впадин древних платформ и проблема их происхождения. Булл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 5, с.61-71.

69. Мусатов Д.И., Сидорас С.Д. Палеомагнитное изучение триаса Сибирской платформы. - В кн.: Проблемы геологии древних платформ. Красноярск, вып. I, 1973, с. I25-I30.

70. Мухина А.М., Ломоносова Т.К. Типы пизолитов вулканогенно осадочных пород Тунгусской синеклизы. "Геол. и геоф.", 1979, № I, с. I36-I40.

71. Нагайцева Н.Н., Ленский Е.Н., Дужиков О.А. Пермско-триасовая туфолововая толща северо-запада Сибирской платформы. - В кн.: Стратиграфия Норильского горнопромышленного района. - Уч. зап. НИИГА, 1975, с. 55-65.

72. Нагайцева Н.Н., Рогожин В.В., Иванова Т.К. О составе и стратиграфическом положении трахибазальтов юрхской толщи на северо-западе Сибирской платформы. - Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 10, 1967, с. 202-207.

73. Немененок Т.И. Эксплозивный магматизм. - В кн.: Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы. - Новосибирск, "Наука", 1978, с. 8-42.

74. Одинцов М.М. Материалы по геологии и алмазности Сибирской платформы. - "Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР", вып. 14, 1958, с. 37-74.

75. Орлова Э.Ф., Садовников Г.Н. Стратиграфия верхнепермских и триасовых отложений юго-восточной части Тунгусской синеклизы. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4, с. 125-133.

76. О стратиграфическом положении аянской свиты./Лебедев В.М., Баженова Т.К. и др. В кн.: Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. - Новосибирск, "Наука", 1967, с. 31-34.

77. Оффман П.Е. О некоторых тектонических закономерностях проявления вулканизма на Сибирской платформе. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 5, с. 84-87.

78. Оффман П.Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. - В кн.: Тектоника СССР, т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1959, 339 с.

79. Павлов С.Ф., Домышев В.Г., Ломоносова Т.К. Геология и палеогеография верхнепалеозойских и нижнетриасовых отложений юга Тунгусской синеклизы. М., "Наука", 1968, 171 с.

80. Петрохимическое районирование Восточно-Сибирской никеленосной провинции на основе тренд-анализа./Бурков Ю.К., Дараган-Суцов Ю.И., Егоров В.Н., Туганова Е.В. - ДАН СССР, 1977, т. 232, № 4, с. 871-874.

81. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы: Пер. с англ. - М., "Недра", 1981, 751 с. - Пер. изд.: США, 1975.

82. Польшкин Я.И. К стратиграфии эффузивного комплекса трапповой формации северо-западной части Сибирской платформы. - Тр. НИИГА, т. 102, вып. 10, 1959, с. 52-70.

83. Польшкин Я.И. К стратиграфическому положению вулканогенных образований ергалахской свиты в Норильском районе. - Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 18, 1960, с. 27-30.

84. Польшкин Я.И. Стратиграфия вулканогенных образований северо-западной части Сибирской платформы. - Тр. НИИГА, т. 145, 1965, с. 73-97.

85. Порошин Е.Е., Леднева В.П. Клинопироксены эффузивных траппов Восточной Сибири. "Геол. и геоф.", 1977, № 7, с. 133-137.

86. Расчленение трапповой формации северо-западной окраины Сибирской платформы при среднемасштабном геологическом картировании. (Додин Д.А., Голубков В.С., Архипова А.И., Атласов А.И. - Информ. сборн. Инст. геол. Арктики, вып. 30, 1962, с. 8-21.

87. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1978. Объяснительная записка к региональным стратиграфическим схемам мезозоя и кайнозоя Средней Сибири, утвержденная МСК СССР 2 февраля 1981 г. Новосибирск, 1981, 90 с.

88. Рундквист Д.В. Изучение ритмичности и цикличности геологических процессов при металлогеническом анализе. - Труды ВСЕГЕИ, т. 191, 1973, с. 206-219.

89. Садовников Г.Н. О границе угленосных и туфогенных отложений тунгусского комплекса в нижнем течении Нижней Тунгуски. - Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., 1960, № 8, с. 16-20.

90. Садовников Г.Н. О возрасте вулканогенных образований Тунгусской синеклизы. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № II, с. 68-77.

91. Садовников Г.Н. К истории изучения стратиграфии тунгусского комплекса. - В кн.: Материалы по стратиграфии и палеогеографии Тунгусского угленосного бассейна. - Тр. ТГУ, т. 232а, 1974, с. 49-61.

92. Садовников Г.Н. Региональные стратиграфические подразделения верхней перми и нижнего триаса Сибирской платформы и сопредельных районов. "Сов. геология", 1981, № 6, с. 74-84.

93. Сафонов В.П. О пермской фазе магматизма на северо-восточном борту Тунгусской синеклизы. - Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 15, 1969, с. 78-82.

94. Симанович И.М., Кудрявцев Д.И. Тектурные типы эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы. М., "Наука", 1981, 50 с.

95. Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. - Труды НИИГА, т. 43, 1936, 136 с.

96. Солоненко В.П. Излияния траппов и некоторые особенности тектоники Сибирской платформы. - Докл. АН СССР, 1949, т. 67, № 6, с. 1081-1084.

97. Старицина Г.Н., Томановская Ю.И., Кравцова Л.И. Интрузивные траппы северо-восточного борта Тунгусской синеклизы (и перспективы их никеленосности). Л., "Недра", 1972, 212 с.

98. Старицкий Ю.Г. Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1958, с. 252-274.

99. Старосельцев В.С. Тектоника Тунгусской синеклизы. - Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 59, 1974, с. 47-59.

100. Стратиграфия триасовых отложений Средней Сибири./Владимирович В.П., Лебедев В.М. и др. - В кн.: Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. - Новосибирск, "Наука", 1967, с. 7-30.
101. Структуры траплов Сибирской платформы. Под ред. М.Л. Дурье, "Недра", 1976, 171 с.
102. Сухов Л.Г., Беспалая Е.А., Додин Д.А. Биостратиграфия вулканогенных образований западной части Тунгусской синеклизы. - ДАН СССР, 1966, т. 169, № 6, с. 1402-1405.
103. Сухов Л.Г., Голубков В.С. Принципы расчленения и корреляции древних вулканогенных образований (на примере северо-западной части Сибирской платформы), ДАН СССР, 1965, т. 162, № 6, с. 1378-1381.
104. Тараховский А.Н. Вулканогенные обломочные породы в туфолавовой толще западного борта Тунгусской синеклизы. - Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 16, 1969, с. 87-90.
105. Тектоническая карта Сибирской платформы, м-б 1:1 500 000 Гл. ред. Н.С.Малич, 1980.
106. Томановская Ю.И. Пикритовые базальты среднего течения р.Аяна (северо-западная окраина Сибирской платформы). - Инф. бюлл. НИИГА, вып. 24, 1961, с. 23-27.
107. Томановская Ю.И. О классификации эффузивных траплов северо-западной части Сибирской платформы. - Инф. сборн. НИИГА, вып. 30, 1962, с. 22-35.
108. Томановская Ю.И. Петрохимические особенности эффузивных траплов северо-западной части Сибирской платформы. - Тр. НИИГА, т. 145, 1965, с. 98-109.
109. Томановская Ю.И. Закономерности развития трапвового вулканизма на северо-западе Сибирской платформы. - В кн.: Петрология траплов Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 151, 1967, с. 35-42.

IIО. Томановская Ю.И., Полькин Я.И. Закономерности распределения микроэлементов в вулканогенных породах трапповой формации северо-запада Сибирской платформы. - В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы (правобережье р.Енисея). Л., Тр. НИИГА, т. 162, вып. 2, 1970, с. 96-115.

III. Томановская Ю.И., Старицина Г.Н. О комагматичности интрузивных и эффузивных траппов северо-западной части Сибирской платформы. - Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 8, 1966, с.39-57.

II2. Траппы Енисейской рудной провинции. (Кавардин Г.И., Старицина Г.Н., Голубков В.С. и др. - Л., "Недра", 1968, 208 с.

II3. Урванцев Н.Н. О принципах стратиграфического расчленения эффузивного комплекса северо-запада Сибирской платформы. - Тр. НИИГА, т. 125, вып. 17, 1961, с. 46-60.

II4. Урванцев Н.Н., Старицина Г.Н., Томановская Ю.И. Геологические основы классификации пород трапповой формации Сибирской платформы. - В кн.: Геология и полезн. ископаемые Норильского района. Л., 1971, с. 5-24.

II5. Фадеев В.А. Ритмичность вулканических процессов как основа расчленения лавовой толщи. - Информ. сборн. Инст. геол. Арктики, вып. 31, 1962, с. 35-45.

II6. Фадеев В.А. Щелочные и субщелочные базальты и связь их с Горбачинским глубинным разломом. - В кн.: Глубинные разломы. М., 1964, с. 179-183.

II7. Фадеев В.А., Кузнецов А.А. К вопросу о различии между интрузивной и эффузивной фациями трапповой магмы. - Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 3, 1964, с. 87-94.

II8. Федоренко В.А. Палеотектоника позднепалеозойско-ранне-мезозойского вулканизма Норильского района и палеотектонический контроль никеленосных интрузий. - В кн.: Геология и рудоносность

Таймыро-Североземельской складчатой области. Л., 1979, с. 16-23.

119. Федоренко В.А., Дюжиков О.А. Гипербазит-базитовый эффузивный вулканизм Норильского района. "Сов. геология", 1981, № 9, с. 98-106.

120. Хоменко А.В., Попелуха Г.Ф. Тектоника центральной части Тунгусской синеклизы. - В кн.: Материалы по стратиграфии и палеогеографии Тунгусского угленосного бассейна. - Тр. ТГУ, т.232а, 1974, с. 189-193.

121. Шарапов И.П. Логический анализ некоторых проблем геологии. М., "Недра", 1977, 144 с.

122. Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., "Недра", 1969, 207 с.

123. Agashe L.V., Gupte R.B. Mode of eruption of the Deccan Trap basalts. Bull. volcan., 1972, v.35, N 3, p.591-601.

124. Cornwall H.R., Rose H.J.jr. Minor elements in Keweenaw lavas, Michigan. Geochimica et cosmochimica acta, 1957, v.12, N 3, p.209-224.

125. Gibson I.L. A comparative account of the flood basalt volcanism of the Columbia Plateau and Eastern Iceland. Bull. volcan., 1969, v.33, N 2, p.419-437.

126. Greeley Ronald. The snake river plain idaho: representative of a new category of volcanism. J.Geophys.Res., 1982, v.87, N 4, p.2705-2712.

127. Manson V. Geochemistry of basaltic rocks: major elements. Basalt: the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. eds. Hess H.H. a Poldervaart A. New York: Interscience, 1967, p.215-269.

128. Oppenheim M.J. Basalt textures from the southeastern Lower Galilee, Jsrael.Geol.magazine, 1964, v.101, N 6, p.548-557.

129. Rutten M.G. Formation of plateau basalt series (From the example of Iseland), Bull.volcanol., ser.2, 1964, v.27, p. 93-111.

130. Walker G.P.L. Compound and simple lava flows and flood basalts. Bull. volcanol., 1972, v.35, N 3, p.579-590.