

На правах рукописи

Русакова Татьяна Борисовна

**МЕЛОВОЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИХОТЬЯ:
ГЕОЛОГО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

Специальность 25.00.11 – общая и региональная геология

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Владивосток – 2009

Работа выполнена в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте ДВО РАН

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук
Котляр Игорь Николаевич

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук
Голозубов Владимир Васильевич
(ДВГИ ДВО РАН)

доктор геолого-минералогических наук
Рассказов Сергей Васильевич
(ИЗК СО РАН)

Ведущая организация: ОАО «Магадангеология»

Защита состоится **13 ноября 2009 года в 14 час** на заседании Диссертационного совета Д 005. 006. 01 в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН, по адресу:
690022, г. Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, 159, ДВГИ

С диссертацией можно ознакомиться в Центральной научной библиотеке ДВО РАН по адресу: г. Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, 159

Автореферат разослан « ____ » октября 2009 г.

e-mail: SBI@yandex.ru

Ученый секретарь
Диссертационного совета к.г.-м.н.



Б. И. Семеняк

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность. Геология и рудоносность (Au, Ag, Sn, Mo) меловых вулканоплутонических комплексов тихоокеанской окраины Северо-Востока России обсуждаются на протяжении более чем 70 лет. По одной точке зрения, почти все меловые вулканы принадлежат здесь Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу (ОЧВП) [Умитбаев, 1986; Котляр, 1986], по другой - формировались автономно в различных геодинамических обстановках: островодужной, рифтовой, окраинно-континентальных вулканических поясов [Белый, 1977, 2006; Парфенов и др., 1993; Филагова, 1988; Котляр, Русакова, 2004]. Область их проявления рассматривается нами как целостная провинция, которая первоначально была выделена под наименованием Охотско-Чукотская область мелового магматизма [Котляр, Русакова, 2004], а в данной работе описывается как Охотско-Чукотская меловая магматическая провинция (ОЧММП).

Время формирования вулканических накоплений традиционно устанавливается стратиграфо-палеонтологическими методами, однако представления о возрасте меловых флорокомплексов к сегодняшнему дню существенно разошлись. В этой ситуации актуальность приобретают комплексные исследования: геологические, палеонтологические и геохронометрические. При этом для геохронометрии выявляется своя проблема: несходящиеся значения возраста одних и тех же объектов, полученные различными изотопными методами: K-Ar и Rb-Sr изохронным, с одной стороны, ⁴⁰Ar-³⁹Ar и U-Pb (SHRIMP) датированием акцессорных цирконов - с другой.

Цели и задачи исследования. Главная цель исследования - сопоставить на примере Северо-Восточного Приохотья* геологический и геохронометрический возраст вулканических и плутонических комплексов, слагающих различные тектонические сооружения ОЧММП, установить последовательность и длительность их формирования, возраст сопутствующего оруденения.

Для её достижения выполнены следующие задачи:

- анализ геологической и геохронометрической информации по вулканическим и интрузивным образованиям, слагающим отдельные структуры и (или) массивы;
- сопоставление результатов K-Ar, Rb-Sr изохронного, Ar-Ar, U-Pb датирования пород;
- оценка времени формирования вулканоплутонических комплексов и сопутствующей рудной минерализации по комплексу данных;
- корреляция эндогенных событий в меловое время по геолого-геохронометрическим данным;

* Под Северо-Восточным Приохотьем в работе понимается материковая полоса протяженностью около 1000 и шириной от 100 до 200-250 км (в районах п-овов Кони, Пьягина, Тайгонос), прилегающая к Охотскому морю на отрезке от низовьев р. Армань до бассейна верхнего и среднего течения р. Тылхой. В её пределах вулканы ОЧММП вскрыты по вертикали и латерали наиболее полно.

- определение времени проявления термальных событий, нарушавших целостность радиогенных изотопных систем (радиоактивных часов).

Фактический материал и методы исследований. В основе диссертации - данные, полученные автором в 1965-1996 гг. при геологосъёмочных работах в бассейнах рр. Бургагылкан, Хурэн, Малтан, Ола, на п-ове Тайгонос. В 1997-2007 гг. - при выполнении тем НИР СВКНИИ, сопровождавшихся целенаправленными полевыми исследованиями, охватившими вулканические структуры: Арманскую, Малтано-Ольскую, Наяханскую. Характеристика магматических образований северо-восточного фланга рассматриваемой территории базируется на материалах по меловому магматизму, обобщенных автором для Легенды Гижигинской серии листов Госгеолкарты-200/2 (утверждена НРС МП РФ, 1999 г.).

В работе использовано около 1200 К-Аг датировок (из них 218 по минералам) и 49 Rb-Sr изохрон (аналитические данные хранятся в электронной базе (БД) «ГЕОХРОН», регулярно пополняемой [Акинин, Котляр, 1997]). 100 К-Аг датировок получено по коллекциям автора 2000-2007 гг. Кроме того, рассматриваются опубликованные данные по Ag-Ag и U-Pb (SHRIMP) датированию. Геологическое описание магматических образований базируется на собственных наблюдениях автора 1965-2007 гг., фондовых и опубликованных материалах геологических съёмок разного масштаба (преимущественно Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000), литературных данных.

Научная новизна работы. Впервые дана полная геохронометрическая характеристика меловых магматических комплексов Северо-Восточного Приохотья. Использован новый методологический подход к геологической интерпретации больших массивов изотопных датировок, разработанный в СВКНИИ при участии автора. Установлена хорошая согласованность геохронометрических данных с геологическими и, в достаточной мере - палеофлористическими.

К-Аг методом обоснован позднеюрско-неокомский возраст момолтыкичской (допоясовой) свиты бассейна р. Палатка и рудного поля Агатовского месторождения.

Получены новые изотопные датировки (Rb-Sr изохронный и К-Аг методы) по магматитам Арманской и Малтано-Ольской вулканоструктур, метасоматитам рудных полей Сопка Кварцевая и Ороч ОЧВП.

Геохронометрически подтверждено проявление на изученной территории четырёх самостоятельных этапов мелового магматизма, протекавших в различных геодинамических обстановках и обусловивших формирование разнотипных тектонических структур.

Впервые показано, что магматическая деятельность в меловое время носила прерывисто-непрерывный характер. Длительность отдельных эпизодов вулканизма оценивается в 5-17 млн лет, пауз между ними - до 10 млн лет. При этом интрузивный магматизм в течение мелового периода практически не прекращался.

Основные защищаемые положения

1. Меловые магматические комплексы Северо-Восточного Приохотья входят в состав разновозрастных и разнотипных вулканоплутонических сооруже-

ний, дискретно сменявших друг друга в течение всего мелового периода. Сюда относятся: а) Кони-Тайгоносский отрезок Удско-Мургальской островной дуги (УМОД), представленный морскими и лагунно-континентальными вулканитами берриаса - раннего альба (возраст 145-112 млн лет) и интрузиями валанжина - альба (138-100 млн лет); синхронно в мезозоидах формировались континентальные вулканиты (147-136 млн лет) и интрузии (122-120 млн лет); б) внутриконтинентальные рифтогенные структуры (Омсукчанский прогиб и его гомологи): контрастные вулканиты (баррем - ранний апт, 128-123 млн лет) и интрузии (поздний апт - ранний альб, 113-110 млн лет); в) Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: известково-щелочные вулканиты и интрузии (конец раннего альба - сеноман, 110-93 млн лет); г) внутриконтинентальная рифтогенная Хакаринско-Энмываамская вулканическая цепь (ХЭВЦ): контрастные, преимущественно основные, вулканиты (поздний сантон - средний кампан, 84-78 млн лет).

2. С каждым этапом и типом мелового магматизма (за исключением позднего базальтового) парагенетически связано определённое оруденение: с образованиями УМОД - Си-Мо- и Мо-порфиоровое (поздний альб, 104-100 млн лет), с континентальными вулканитами, синхронными островодужным образованиям УМОД (момолтыкичская свита) - Au-Ag (валанжин-готерив, около 136 млн лет); с рифтогенными магматитами - полихронное Ag оруденение Au-Ag формации (апт-начало альба, 123-109 млн лет); с вулканоплутоническими образованиями ОЧВП - Au-Ag, Ag-Pb-Zn, Sn (альб - сеноман, 102-93 млн лет).

3. Становление отдельных вулканических сооружений было дискретным (4-17 млн лет); между эпизодами вулканизма фиксируются паузы продолжительностью до 10 млн лет. Возрастные интервалы формирования интрузий различной тектонической (геодинамической) принадлежности, напротив, перекрываются, указывая на то, что плутоническая деятельность в пределах ОЧММП практически не прекращалась.

4. Радиогенные изотопные системы магматических пород под воздействием более поздних эндогенных процессов (термальных событий) подвергались преобразованиям, нарушавшим ход радиоактивных часов. Зафиксировано три термальных события регионального масштаба: первое (117-100 млн лет назад) отражает функционирование ОЧВП; второе (93-87 млн лет назад) и третье (84-80 млн лет назад) обусловлены прогревом, который сопутствовал формированию мощных базальтовых толщ ХЭВЦ. Второе и третье термальные события отразились в изотопных системах большинства магматических комплексов территории, включая ОЧВП.

Защищаемые положения раскрыты в главах 2-7.

Практическая значимость работы. Выполненные разработки вошли в Региональную стратиграфическую схему континентальных меловых отложений Охотско-Чукотской области и объяснительную записку к ней (авторы И.Н. Котляр, Т.Б. Русакова), принятую 3-м Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием по Северо-Востоку России (ВСЕГЕИ, 2002 г.) в качестве

альтернативной в пакете с Рабочей стратиграфической схемой меловых отложений Верхояно-Охотско-Чукотского региона В.Ф. Белого.

Полученные геохронометрические данные о разновозрастности Au-Ag оруденения, сопутствующего вулканоплутоному комплексам различной тектонической (геодинамической) природы, позволяют пересмотреть устоявшиеся взгляды о связи эпitherмальных руд исключительно со становлением ОЧВП и рекомендовать учитывать это при выработке стратегии поисковых работ.

Апробация. Основные положения работы представлены в докладах на региональных (Магадан, 2000, 2001, 2006; Сыктывкар, 2004), всероссийских (Сыктывкар, 2000; Новосибирск, 2003; Екатеринбург, 2003; Улан-Удэ, 2006; Магадан, 2003; 2005; 2007), международных (Хабаровск, 2003, 2007) совещаниях и конференциях.

Автором лично и в соавторстве опубликовано 26 работ, из них 21 - по теме диссертации. В их числе 3 коллективные монографии (из них одна - в издательстве «Наука», Москва), 3 статьи - в рецензируемых журналах списка ВАК.

Структура и объём работы. Диссертация состоит из Введения, 7 глав и Заключения. Общий объём 140 стр., в том числе 44 рис., 30 табл. В качестве приложения дана Региональная стратиграфическая схема меловых континентальных отложений Охотско-Чукотской области. Список литературы включает 158 наименований.

Благодарности. Работа выполнена в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте ДВО РАН. Научное руководство осуществлялось доктором геол.-минер. наук И.Н. Котляром, значительную методическую помощь в работе постоянно оказывала доктор геол.-минер. наук И.Л. Жуланова, которым автор особенно признателен. За консультации и помощь в сборе материалов по Карамкенскому рудному узлу автор благодарит кандидатов геол.-минер. наук В.В. Акинина и Ю.В. Прусса, за поддержку и советы - члена-корреспондента РАН Н.А. Горячева, докторов геол.-минер. наук А.Д. Чехова, А.С. Бякова, Б.Ф. Палымского, кандидатов геол.-минер. наук С.Г. Бялобжеского, М.Л. Гельмана, ст.н.с. А.В. Альшевского, геолога ОАО «Магадангеология» доктора геол.-минер. наук В.М. Кузнецова. Искреннее спасибо ст. инженеру Т.И. Смирновой, внесшей основной вклад в подготовку графических материалов, и ст. инженеру Н.В. Власовой.

Глава 1. Краткий очерк геологической и геохронометрической изученности. Методика геологической интерпретации геохронометрических данных

В гл. 1 рассматриваются дискуссионные вопросы, касающиеся объёма, времени и длительности формирования меловых образований Северо-Восточного Приохотья, принадлежности их к определенным тектоно-стратиграфическим единицам (рис. 1). Конкурируют две точки зрения. Согласно одной, почти все меловые комплексы входят в состав ОЧВП [Устиев, 1963; Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Умитбаев, 1986; Белый, 1977-2003], другой - слагают разновоз-

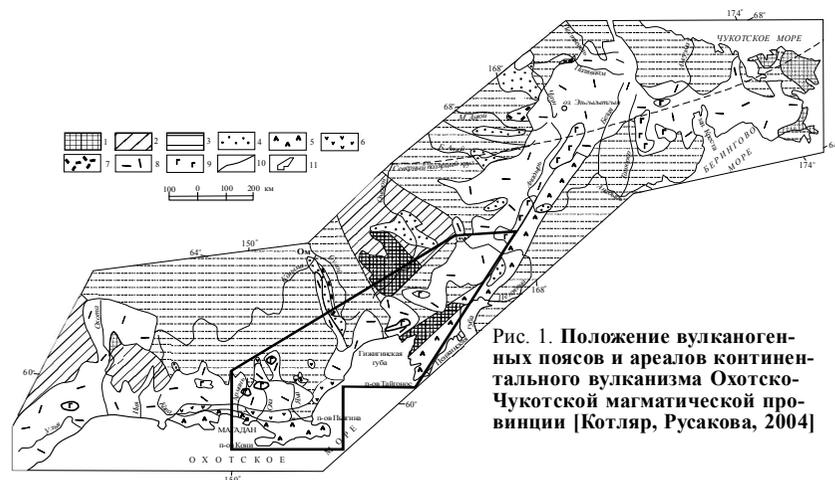


Рис. 1. Положение вулканогенных поясов и ареалов континентального вулканизма Охотско-Чукотской магматической провинции [Котляр, Русакова, 2004]

1 - выходы кристаллического фундамента; 2 - чехол срединных массивов; 3 - мезозойские и кайнозойские складчатые зоны; 4 - раннемеловые наложенные впадины и прогибы; 5-9 - ареалы вулканизма: 5 - позднеюрско-неокомского островодужного типа, 6 - позднеюрско-неокомского окраинно-континентального, 7 - баррем-аптского рифтогенного, 8 - альб-сеноманского окраинно-континентального, 9 - сантон-кампанского рифтогенного внутриконтинентального; 10 - геологические границы; 11 - район исследований (Северо-Восточное Приохотье)

растные гетерогенные структуры [Белый, 1968, 1974, 2006; Филатова, 1988; Kotlyar, Rusakova, 2002; Котляр, Русакова, 2003, 2004]. Возраст флоры, содержащейся в отложениях ОЧВП, также понимается различно, особенно в части арманского, чаунского и аркагалинского комплексов. Неясность существует и в представлениях о возрасте нижней и верхней границ собственно ОЧВП, его стратиграфическом объёме. По В.Ф. Белому [1977-2003], пояс формировался в течение среднего альба - начала кампана (примерно 107-80 млн лет назад), в его объём он включает и базальты контрастной формации. Согласно Р.Б. Умитбаеву [1986], нижняя граница ОЧВП не изохронна (смещается на поздней юры-неокома до альба), верхняя же приходится на поздний палеоген. По Н.И. Филатовой [1988, 1995], ОЧВП формировался в позднем альбе - сантоне (100-85 млн лет назад), перекрывающие его базальтоиды - в сантоне - кампана (85-74 млн лет назад). П.Л. Тихомиров и В.В. Акинин с соавторами [2002, 2004 и др.] считают, что основной объём вулканических ОЧВП изливался в туроне - раннем кампана (90-81 млн лет назад), в некоторых структурах - в сантоне - кампана (86-82 млн лет назад), а верхние базальты - в маастрихте (77-74 млн лет назад). По И.Н. Котляру и Т.Б. Русаковой [2002, 2004], продолжительность становления ОЧВП - от 110 до 93 млн лет, перекрывающих его базальтоидов - от 86 до 78 млн лет.

С актуалистических (неомобилистских) позиций строение региона рассматривается следующим образом. По Л.М. Парфенову с соавторами [1977-1995],

на территории Северо-Восточного Приохотья вскрыты фрагменты разновозрастных структур: 1) Удско-Мургалльской островной дуги (УМОД) с возрастом P_3-K_1g ; 2) Удского окраинно-континентального пояса - $J-K_1n$; 3) Охотско-Чукотского вулканогенного окраинно-континентального пояса - K_1al-K_2km ; 4) рифтогенных - K_2-P . Н.И. Филатова [1988, 1995] выделяет два вулканогенных пояса: внутриокеанический Удско-Мургалльский (J_3-K_1n) и окраинно-континентальный ОЧВП (K_1al-K_2km), а также рифтогенные базальты (K_2-P_2). Две разновозрастные островодужные системы предложил различать С.Д. Соколов [1992]: раннепалеозойско-раннепалеозойскую (С- J_2) Кони-Южно-Тайгоносскую и позднемезозойско-раннепалеозойскую (J_3-K_1) Удско-Мургалскую. Согласно последней крупной сводке [Геодинамика ..., 2006], на территории Северо-Восточного Приохотья выделяются Кони-Пьягинский и Тайгоносский сегменты Удско-Мургалльской островодужной системы (вулcano-плутонического пояса) надсубдукционного типа ($J-K_1$), структуры надсубдукционного ОЧВП (K_1al-K_2km) и постсубдукционные базальты (с элементами рифтогенных) Охотско-Чукотского ареала (K_2sp-P).

Изотопное датирование в регионе началось в конце 50-х годов прошлого столетия с созданием в г. Магадане лаборатории абсолютного возраста (К-Аг метод). Наиболее весомый вклад в методические исследования внес Л.В. Фирсов [1959-1963]. Возраст магматитов (фаз внедрения) определялся им либо по среднему из нескольких значений, либо по максимумам на гистограммах. Исходя из этого, время формирования ОЧВП (вулканитов и наиболее раннего «охотского» интрузивного комплекса) определено в интервале 135-60 млн лет назад (Фирсов, 1962). При этом Л.В. Фирсов признавал возможность «передатировки» пород, обусловленной термальным воздействием поздних внедрений. И.А. Загрузина, возглавлявшая геохронометрические исследования в 1964-1974 гг., определяла время становления магматических формаций на основе гистограмм, построенных по выборкам датировок отдельных магматических формаций (Загрузина и др., 1967; Загрузина, 1977 и др.). Рассчитывались среднее и дисперсия, первое из которых принималось за максимум интенсивности магматизма, второе - за его длительность. Интервал формирования гранодиоритовой формации (охотский комплекс) определен в 130-80 млн лет с максимумом в 110 млн лет, формации субщелочных гранитов (омсукчанский комплекс) - 110-60 млн лет (максимум 80 млн лет). Для магматических комплексов ОЧВП были выделены фазы с возрастом 103 и 75 млн лет. С освоением Rb-Sr изохронного метода (середина 70-х годов) для гранитоидов получены определения в интервале 155-70 млн лет, вулканитов - 120-83 млн лет [Милов и др., 1987; Милов, 1991].

Создание в 1994-1995 гг. в СВКНИИ электронной БД «ГЕОХРОН», в которую вошло около 6500 К-Аг датировок и 120 Rb-Sr изохрон [Акинин, Котляр, 1997], предоставило возможность переоценки и переосмысления накопленных материалов. Необходимость дополнительной разработки методологических вопросов была обусловлена высокой долей «несходящихся» значений возраста среди К-Аг датировок, хранящихся в БД. Известны два подхода к интерпретации больших массивов изотопных данных (прежде всего К-Аг): метод реликтовых

дат (Обручев, 1958; Салоп, 1963, 1982; и др.) и различные варианты статистической обработки: от расчёта среднего арифметического до построения гистограмм и кривых распределения. Обычно эти подходы воспринимаются как альтернативные. Наш опыт свидетельствует, что они дополняют друг друга.

Комплексный геолого-геохронологический анализ материалов изотопного датирования мезозойских магматитов, вошедших в БД «ГЕОХРОН», позволил предложить принципиально новую методику геологической интерпретации статистически представительных выборок изотопных дат [Котляр и др., 2001; Жуланова и др., 2007]. Её основные положения заключаются в следующем:

- в областях многоэтапной эндогенной активности базовой единицей для геологической интерпретации результатов изотопного датирования служат гистограммы, построенные для индивидуальных (геологически разновозрастных) магматических тел, поскольку случаи, когда они имеют многовершинный характер, однозначно свидетельствуют о нарушении заключённых в них систем «материнский - дочерний изотопы»;

- многовершинные гистограммы несут информацию как о времени формирования пород, слагающих геологически разновозрастные тела, так и о моментах нарушения заключённых в них радиогенных изотопных систем;

- минимумы на многовершинных гистограммах геологически разновозрастных образований интерпретируются как моменты их вторичных преобразований (термальных событий); из общих соображений следует, что причиной появления минимумов служит структурная неоднородность датируемых горных пород, в силу чего в ходе наложенных процессов из одних участков ранее накопившийся дочерний изотоп удаляется полностью, из других - частично;

- возраст магматической породы (время кристаллизации расплава) определяется по реликтовым (максимальным) датировкам: они фиксируют верхний предел времени её формирования (минимальный возраст); в качестве реликтовых может выступать не только единичная максимальная дата, но и несколько значимо не различающихся между собой наиболее древних значений (в этом случае рассчитывается средняя реликтовая дата, а критерием отсутствия значимых различий возрастов внутри выборки выступает величина СКВО);

- даты, следующие после минимумов первыми, фиксируют моменты повторного включения изотопных часов в тех породах, которые под воздействием предшествующего термального события испытали полную перестройку;

- максимумы, облада сложной природой, никогда не отражают возраста магматических пород. Главный фактор, обуславливающий квазисимметричный рисунок отрезков гистограмм, заключённых между двумя минимумами - длительные, сравнительно с термальными событиями, тектонические паузы (периоды остывания магматических тел до пороговой температуры, ниже которой происходит массовое включение изотопных часов). В случае одноактного термального события распределение датировок, фиксирующих повторное включение изотопных часов, должно иметь (и нередко имеет) правосторонний (лог-

нормальный) характер - с максимумом, приближённым к моменту достижения пороговой температуры.

Другого рода трудности обусловлены неопределённостью современных данных об изотопном возрасте границ Общей стратиграфической шкалы. Это особенно актуально для берриасского, аптского, альбского ярусов. В настоящей работе используется шкала Ф.М. Грэдштейна с соавторами [Gradstein et al., 2004].

Таким образом, возрастные границы основных элементов ОЧММП на сегодня однозначно не установлены и решение этой задачи требует комплексного структурно-тектонического, петрологического и геохронометрического обоснования.

Глава 2. Раннемеловые вулканические и плутонические комплексы островодужного типа

(Удско-Мургальская островная дуга)

По геологическим данным, наиболее ранние меловые комплексы развиты на п-вах Кони, Пьягина и Тайгонос, структуры которых являются фрагментами ископаемой Удско-Мургальской островной вулканической дуги (островодужной системы). На исследованной территории она представлена Кони-Пьягинской и Тайгоносской зонами Кони-Танюерской складчатой системы (КТСС), строение которых несколько различается.

Кони-Пьягинская зона охватывает одноименные полуострова (рис. 2). В её строении участвуют терригенно-вулканогенные отложения, прорванные многочисленными полихронными плутонами, формирующими магматогенные поднятия [Заборовская, 1978; Андреева, Изох, 1990]. Структурная принадлежность и возраст пород трактуются различно. В.Ф. Белый [1977, 2006] нижние части разреза относит к образованиям Тайгоносской вулканической дуги - Тайгоносской андезитовой геосинклинали (ТВД-ТАГ), верхние - к континентальным образованиям внутренней зоны ОЧВП. Согласно Легенде Магаданской серии листов Госгеолкарты-200/2 [1999 г.], все магматиты с возрастом от позднего титона до позднего альба включительно принадлежат ОЧВП.

Стратифицированные образования (мощностью до 6000 м) представлены в нижней и верхней частях разреза пироксен-амфиболовыми и оливин-пироксеновыми базальтами, андезибазальтами, их туфами (соответственно *сигланская свита* и *пьягинская толща*), в средней - грубообломочными терригенными отложениями с прослоями туфов, лав пестрого состава, каменных углей (*мелдэжская толща*) и туфами пестрого состава (*поперечная толща*). Средняя часть разреза содержит флору широкого диапазона (поздний триас - ранний мел). Для сигланской свиты принят возраст титон - берриас, для остальных - апт-альб [Легенда Магаданской серии..., 1999 г.].

Геохронометрия указывает на древний возраст вулканитов. Туфы дацитов мелдэжской толщи охарактеризованы реликтовой К-Аг датой 135±6 млн лет (валанжин-готерив). Породы поперечной и пьягинской толщ метаморфизуются массивом Средненским с возрастом 130-126 млн лет (см. ниже). Таким образом,

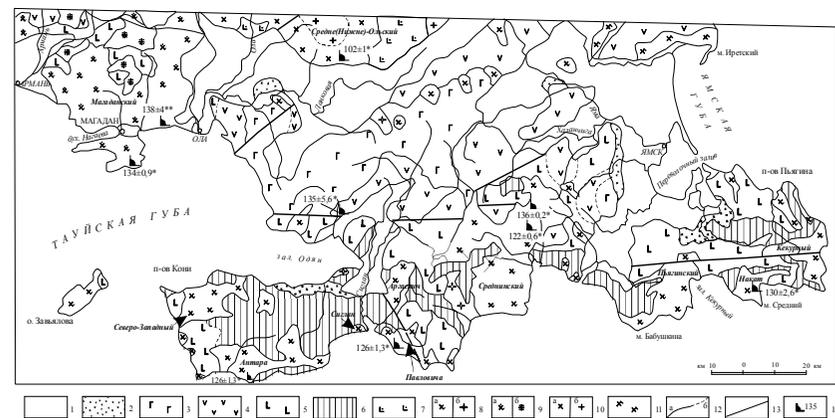


Рис. 2. Геологическая схема Кони-Пьягинской зоны (составлена по Геолкартам м-ба 1:200000 с дополнениями). 1 – четвертичные отложения; 2 – конгломераты, галечники, пески, лигниты (P-N); 3-6 – Кони-Пьягинская зона (J₂-K₁), 3 – пьягинская толща, базальты, андезибазальты, их туфы, туфопесчаники; 4 – поперечная и мелдэжская толща: туфы пестрого состава, игнимбриты, лавы дацитов, конгломераты, песчаники, алевролиты; 5 – сигланская свита: базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы, песчаники; 6 – вулканотерригенные отложения (J₂-3); 7 – момолгыкчицкая свита (J₂-K₁): базальты, андезибазальты, их туфы, туфопесчаники, углисто-глинистые сланцы; 8-10 – интрузивные комплексы: 8 – тауйско-пьягинский: габбро, диориты, гранодиориты (а), граниты (б); 9 – магаданский: гранодиориты, адамеллиты (а), граниты (б); 10 – дукчинский: диориты, гранодиориты (а), граниты (б); 11 – неустановленной принадлежности, 12 – геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 13 – тектонические нарушения; 14 – изотопные датировки, млн лет: К-Аг* (реликтовые), Rb-Sr**.

можно предположить, что нижняя часть разреза накапливалась в берриасе - валанжине (не позднее 135±6 млн лет назад), верхняя - не позднее готерива (см. рис. 2).

Интрузивные образования представлены полихронными плутонами - гетерогенными телами, в которых различается обычно несколько магматических комплексов. Наиболее ранний - *габбродиорит-плагิโอгранит-лейкогранитовый нюклинский комплекс*, выделенный в Магаданском и Средненском массивах [Андреева, Изох, 1990]. Его отличительная черта - отсутствие гранодиоритов. Лейкограниты комплекса в массиве Магаданский охарактеризованы Rb-Sr изохроной 138±4 млн лет [Котляр, Русакова, 2004], трондьемиты - реликтовой К-Аг датой 134±0,9 млн лет. Для диоритов массива Средненский известна К-Аг дата 135±6 млн лет. Принятый возраст комплекса - 138-134 млн лет (валанжин).

Следующий - *тоналит-гранодиоритовый тауйско-пьягинский комплекс*, отличается преобладанием гранодиоритов (выделен И.Н. Котляром с соавторами [2001]). Слагает главный объём интрузий Кони-Пьягинской зоны. Реликтовые К-Аг датировки (валовых проб и минералов) свидетельствуют о формировании комплекса 130-126 млн лет назад. На гистограмме выявились значимые минимумы, отражающие три термальных события: 126-123, 105-102, 93-90 млн лет назад.

Первое коррелируется с региональным рифтогенезом (см. ниже), второе обусловлено внедрением интрузий магаданского комплекса (рис. 3).

Самый молодой *габбродиорит-гранодиорит-гранитовый магаданский комплекс* объединяет породы, слагающие значительные объёмы в полихронных плутонах, локализованных в зоне сочленения мезозоид и УМОД (Магаданский, Иретьско-Малкачанский). Отличается преобладанием кварцевых диоритов и грано-диоритов. Возраст определяется Rb-Sr изохроной 107 ± 3 млн лет для гранодиоритов Магаданского батолита [Котляр, Русакова, 2004] и реликтовыми K-Ag датами минералов: $110 \pm 3,1$ млн лет и $108 \pm 1,1$ млн лет, из них же [Андреева и др., 1999]. В то же время Ag-Ag датировки минералов тоналита - моложе: биотита - $93,9 \pm 1,4$ млн лет, амфибола - $100,1 \pm 3,4$ млн лет [Фаррар, 1992]. На гистограмме фиксируется термальное событие в интервале 93-90 млн лет назад, отмеченное и в породах тауйско-пьягинского комплекса (см. рис. 3).

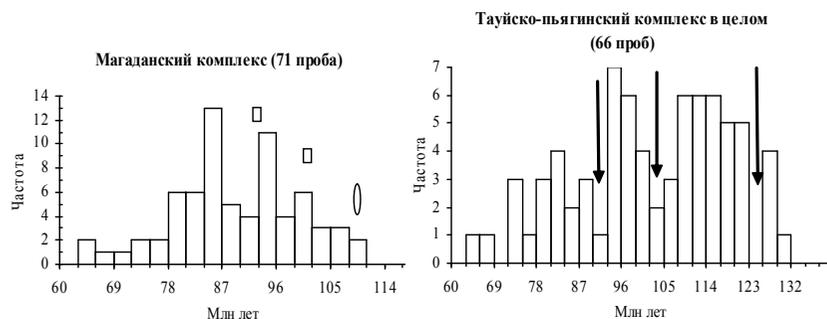


Рис. 3. Гистограммы K-Ag дат интрузивных комплексов Кони-Тайгоносской зоны. Здесь и далее даты: эллипс – Rb-Sr изохронные; квадрат – Ag-Ag; стрелка – значимый минимум

Оруденение. С интрузиями магаданского и, возможно, тауйско-пьягинского комплекса связано Mo-Cu-порфировое оруденение. Рудные тела представлены зонами сульфидизации, кварцевыми жилами и штокверками в изменённых кварцевых диоритах и гранодиоритах повышенной щелочности. Рудоносные «эксплозивные» брекчии проявления Лора, локализованного в Средненском массиве, охарактеризованы реликтовой K-Ag датой 104 ± 5 млн лет [Радченко и др., 2001], которая и соответствует возрасту оруденения.

Тайгоноская зона, расположенная северо-восточнее, охватывает одноимённый полуостров. В меловое время здесь практически непрерывно формировались терригенно-вулканогенные отложения и разнообразные интрузии [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Легенда Гижигинской серии..., 1999 г.] (рис. 4).

Стратифицированные образования. Меловой разрез (общая мощность 6000-9000 м) начинается с вулкаников кислого состава, значительную роль играют терригенные отложения, но в целом преобладают эффузивы среднего-основного состава. Строение зоны вкрест простираения варьирует. Для северной части характерен непрерывный разрез, представленный (снизу вверх): *вавачунской* (ла-

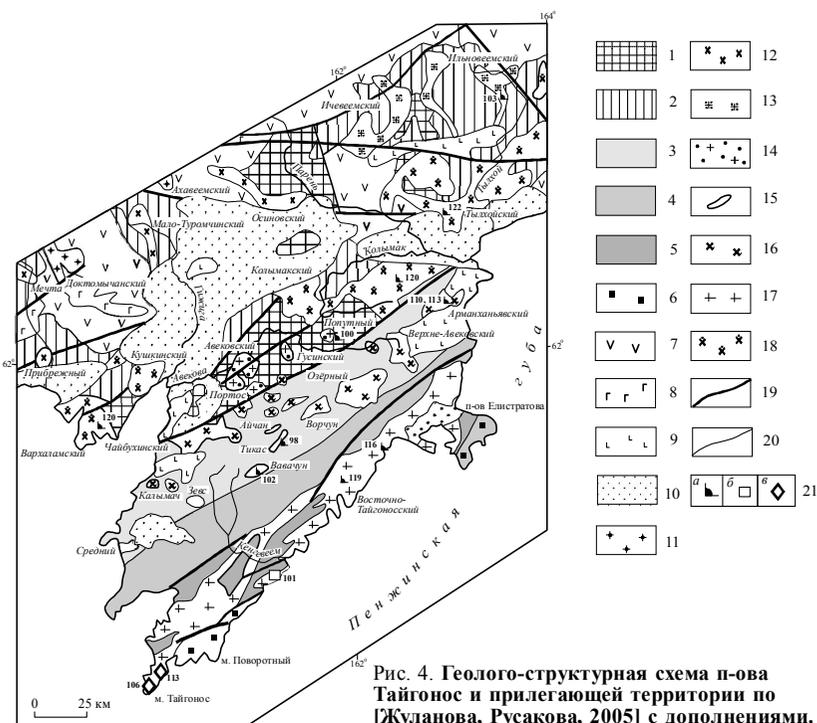


Рис. 4. Геолого-структурная схема п-ова Тайгонос и прилегающей территории по [Жуланова, Русакова, 2005] с дополнениями.

1 – выступы дорифейских метаморфитов; 2 – Гижигинский и Сугойский прогибы ЯКСС ($R-J_2$); 3-5 – структуры КТСС. 3-4 – Северо-Тайгоносский синклиниорий: 3 – северная подзона (C_3-J_3), 4 – южная подзона (J_3-K_1), Южно-Тайгоносский антиклинорий (O- K_1); 6 – Пенжинско-Анадырская зона (T- K_1); 7 – вулканические комплексы ОЧВП (K_1); 8 – вулканические комплексы ХЭВП (K_2); 9 – рифтогенные базальтовые комплексы (P_{2-3}); 10 – отложения кайнозоя; 11-20 – интрузивные комплексы: 11 – ахавеевский (K_2), 12 – гармандинский (K_1), 13 – пенжинский (K_2); 14 – авековский (K_1); 15 – центрально-тайгоносский (K_1); 17 – восточно-тайгоносский (K_1); 18 – прихотский (K_1); 19 – региональные разломы; 20 – геологические границы; 21 – данные изотопного датирования, млн лет (реликтовые даты): а – K-Ag, б – Ag-Ag, в – U-Pb. Курсив – название массивов.

вы, туфы, игниобриты риолитов, дацитов, прослой андезитов, их туффов, туфо-осадочных пород), *теланской* (оливиновые базальты, туфы, агглютинаты андезитов и базальтов), *вануонской* (терригенные породы, туфы, изредка андезиты и базальты) свитами, *чекайваемской* (терригенные породы) и *явоямской* (туфы, кластолавы, лавы базальтов, андезитов и дацитов) толщами. Вавачунская свита содержит фауну берриаса, вануонская - готерива, чекайваемская и явоямская толщи - неокомскую флору и фауну соответственно. Венчает разрез трёхчленная *рябинкинская свита*: туфы дациандезитов, туффиты, кремнистые сланцы, углистые аргиллиты - нижняя подсвита; терригенные отложения с пластами каменного угля - средняя; андезиты, андезибазальты - верхняя. Свита содержит флору апта-альба.

В южной части полуострова развиты плагиобазальты и андезиты, чередующиеся с туфами среднего и кислого состава, туфо-осадочными отложениями (*усть-вискичунская толща*); к востоку они сменяются терригенной *хьльвълчунской толщей*. Заканчивается разрез угленосной молассой (*осиновская толща*), которая отличается от синхронной рябинкинской свиты отсутствием вулканитов. Диапазон возраста разреза в целом - берриас - ранний альб. Геохронометрические данные отсутствуют.

Плутонические образования Тайгоносской зоны представлены многофазными (габбро-гранодиорит-граниты) и однофазными (граниты) интрузиями, выделенными в четыре комплекса [Жуланова, Русакова, 2005; Жуланова и др., 2007]. Многофазные интрузии локализуются среди палеозойско-мезозойских отложений, однофазные - в метаморфитах Авековского блока (см. рис. 4).

Самый ранний - *диорит-гранодиорит-гранитовый восточно-тайгоносский комплекс* представлен одноимённым плутоном и рядом интрузий юго-восточного побережья, прорывающих отложения ордовика - готерива. Для гранитоидов характерны полосчатые и шлировые текстуры, зоны мигматитов и агматитов. Возраст комплекса обоснован К-Аг реликтовой датой 119±3 млн лет (апт), остальные датировки фиксируют моменты повторного включения изотопных часов после термальных событий. Последние запечатлены отсутствием датировок в интервалах 99-96, 90-86, 78-75 млн лет (рис. 5). Согласно Аг-Аг и U-Pb данным, интрузии формировались в интервале 106,5±0,9 - 97,0±1,1 млн лет (при разбросе датировок от 113,3 до 95,3 млн лет), знаменуя начало функционирования ОЧВП на Тайгоносе [Бондаренко и др., 1999; Лучицкая и др., 2003].

Северо-тайгоносский габбро-гранодиорит-гранитовый комплекс соответствует одноимённому поясу интрузий Г.Е. Некрасова [1976]. Породам также свойственны полосчатые и шлирово-такситовые текстуры. В выборке К-Аг и Аг-Аг данных реликтовая дата составляет 112,9±3 млн лет (апт-альб). Характерно отсутствие дат моложе 75 млн лет (см. рис. 5).

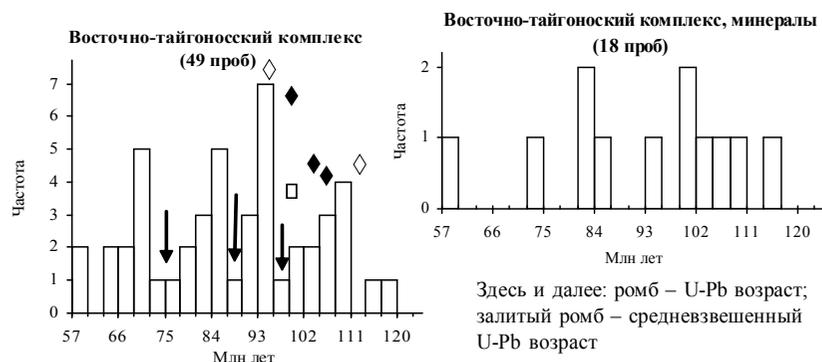


Рис. 5. Гистограммы К-Аг дат интрузивных комплексов Тайгоносской зоны

Авековский гранитовый комплекс объединяет массивы, прорывающие метаморфиты одноимённого блока. Представлен биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранитами. Реликтовая К-Аг дата составляет 100±2 млн лет (см. рис. 4).

Центрально-тайгоносский монцит-граносиенит-щёлочногогранитовый комплекс соответствует комплексу граносиенитов, субщелочных и аляскитовых гранитов Г.Е. Некрасова [1976]. Самая древняя К-Аг дата - 101,7±2 млн лет, фиксирует верхнюю возрастную границу комплекса. С комплексом связано Cu-Мо-порфировое оруденение.

Таким образом, геохронометрия подтверждает намеченную по геологическим данным синхронность магматизма в обоих отрезках Удско-Мургалской дуги. Формирование вулканитов в Кони-Пьягинской зоне продолжалось до баррема (130 млн лет), становление интрузий было импульсивным: 138-134 и 130-126 млн лет назад. В Тайгоносской зоне вулканизм продолжался до раннего альба, а становление интрузий было растянуто во времени от 119 до 100 млн лет назад. Для обеих зон характерно Cu-Мо-порфировое оруденение, практически одновозрастное: соответственно 104±5 млн лет и около 101 млн лет. Наблюдается корреляция и в моментах нарушения изотопных систем интрузивных комплексов: 93-90 млн лет (тауйско-пьягинский) - 93-86 млн лет (восточно-тайгоносский).

Глава 3. Раннемеловые вулканические и плутонические комплексы окраинно-континентального типа

Синхронно со становлением УМОД в структурах мезозой, в континентальных условиях, формировались вулканиты основного и среднего состава. Их присутствие на южном фланге Яно-Колымской складчатой системы (ЯКСС) общепризнано, но тектоническая позиция трактуется неоднозначно. Предполагается, что они: 1) принадлежат ОЧВП, слагая его низы [Геология СССР, т. 30, 1970; Умитбаев, 1986; Легенды Магаданской и Сугуйской серий..., 1999 г.]; 2) являются производными орогенного или эпигеосинклинального этапа развития мезозой [Тильман, 1973; Белый, 1978; Песков, 1984; Котляр, 1986]; 3) входят в состав Удско-Мургалского островодужного пояса [Филатова, 1988; Геодинамика..., 2006]; 4) слагают Удской вулканический пояс [Парфенов и др., 1993].

Вулканические комплексы формируют изолированные депрессии (Агатовскую, Ньялентинскую, Джугаджаскую и др.), размещение которых контролируется северо-западными и субмеридиональными разломами, а также выполняют субширотный грабенообразный прогиб, приуроченный к северному обрамлению УМОД (см.рис. 1).

Во многих структурах вулканиты выделены в *момолтыкичскую свиту*, состав которой довольно устойчив - это переслаивающиеся лавы, туфы амфибол-плагиоклазовых, пироксеновых андезитов, оливин-пироксеновых андезибазальтов, базальтов с прослоями туфов кислого состава, горизонтами туфогенно-осадочных пород, углистых алевролитов и пластами каменного угля. Терригенные прослои содержат флору позднеюрско-неокомского возраста.

Геохронометрия согласуется с флористическими данными. Реликтовые К-Аг даты вулканитов составляют: 142 ± 6 - $136 \pm 2,7$ млн лет (Агатовская структура), $147 \pm 8,0$ и $140 \pm 7,0$ млн лет (бассейн р. Лев. Палатка), $138 \pm 2,7$ млн лет (Джугаджакская структура). Полное отсутствие датировок отмечается в интервале 114-81 млн лет (Агатовская структура) и 140-100 млн лет (бассейн р. Палатка). На обобщённой гистограмме определен значимый минимум в интервале 114-102 млн лет назад (рис. 6).

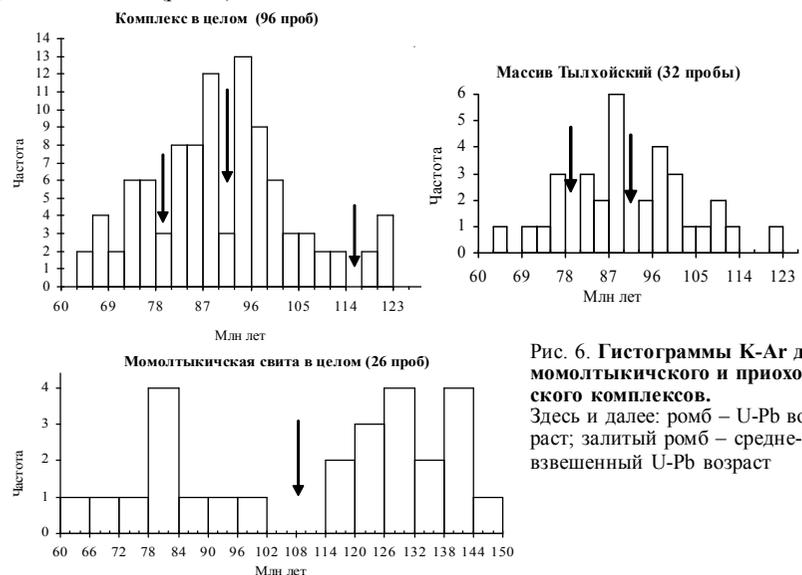


Рис. 6. Гистограммы К-Аг дат момолтыкичского и приохотского комплексов. Здесь и далее: ромб – U-Pb возраст; залитый ромб – средне-взвешенный U-Pb возраст

Оруденение. С вулканитами парагенетически связано Au-Ag оруденение (месторождения Джульетта, Агатовское). Рудные тела (кварцевые, адуляр-кварцевые, карбонат-кварцевые жилы, жильные зоны субширотного, северо-западного простирания) размещаются в изменённых эффузивах момолтыкичской свиты. Рудные тела м-ния Джульетта охарактеризованы Rb-Sr изохроной с возрастом 136 ± 3 млн лет [Стружков и др., 1994] и аналогичной Ag-Ag датой [Ньюберри и др., 2000], что отвечает возрасту оруденения.

Предположительно к тому же этапу относится *приохотский габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс* [Легенда Гижигинской серии..., 1999 г.; Жуланова, Русакова, 2005]. Массивы комплекса (Колымакский, Тылхойский и др., см. рис. 4) трассируются вдоль границы мезозойд с Тайгоносским отрезком УМОД. Предполагается присутствие таких интрузий в Коркодано-Наяханском ряду, приуроченному к своду Наяханского антиклинального поднятия. Косвенным доказательством служит присутствие в конгломератах предвулканогенной молассы ОЧВП галек гранитов, гранодиоритов, диоритов, в вулканитах - ксенолитов гра-

нодиоритов. Для пород характерны гнейсовидные, полосчатые текстуры, зоны мигматитов и агматитов. В выборке К-Аг датировок практически в каждом массиве выявлены реликтовые даты 122 ± 5 - 120 ± 2 млн лет (апт), составляющие верхнюю возрастную границу комплекса. Термальные события зафиксированы в интервалах 117-114, 93-90 и 81-78 млн лет назад (см. рис. 6).

Глава 4. Раннемеловые вулcano-плутонические комплексы внутриконтинентального рифтогенного типа

Магматические образования внутриконтинентального рифтогенного типа выделены Р.Б. Умитбаевым и И.Н. Котляром [1986] в Омсукчанском прогибе, где ранее были закартированы две контрастные субщелочные толщи [Филатов, 1972]. Аналогичные вулканиты отмечены и в более ранних неокомских вулканоструктурах: Нявленгинской, Джугаджакской и др. (рис. 7).

Стратифицированные образования слагают аскольдинский кислый и арылахский базальтовый комплексы. *Аскольдинский комплекс* представлен высококремнистыми риолитами, трахириолитами, их туфами, игнимбридами с прослоями туфо-осадочных пород, содержащих флору силяпского горизонта (апт) [Филатов, 1972; Роднов и др., 1979; Ливач и др., 1989 г. и др.]. Перекрывается либо трахибазальтами арылахской свиты [Ливач, 1992 г.], либо грубогтерригенными отложениями омсукчанской серии с флорой апта и раннего-среднего альба. Общепринятый возраст - аптский [Филатов, 1972; Легенда Сугойской серии..., 1999 г.]. Изотопные же датировки, полученные разными методами, колеблются в интервале от готерива до начала сеномана: $134,9-91,1$ млн лет (рис. 8).

Наша интерпретация позволяет согласовать изотопный возраст аскольдинской свиты с определениями по флоре (рис. 9). Риолиты Дукальской структуры Омсукчанского рифта охарактеризованы Rb-Sr изохронами 124 ± 1 [Котляр, Русакова, 2004] и 123 ± 2 млн лет [Константинов и др., 1998], риолиты Нявленгинской - 128 ± 2 млн лет [Котляр, Русакова, 2004]. По риолитам Джугаджакской структуры получена реликтовая К-Аг дата 128 ± 4 млн лет. Среднее реликтовое значение, рассчитанное для перечисленных дат, составляет 125 ± 1 млн лет (граница баррема - апта). Более молодые Rb-Sr датировки (см. рис. 8) фиксируют, по нашему мнению, моменты повторного включения соответствующих изотопных часов. Ещё более значительно омоложены К-Аг датировки, свидетельствуя, что процессы рудообразования в Дукацком узле (см. далее) сопровождалась потерей вулканитами ранее накопленного радиогенного аргона. Особняком стоят результаты U-Pb SHRIMP-датирования аксессуарных цирконов из риолитов аскольдинской свиты: их возраст ($130-135$ млн лет [Петров и др., 2006]) превышает возраст содержащейся в ней флоры на 5-10 млн лет. Противоречие снимается, если предположить интрателлурическую природу циркона и постепенное продвижение мантийных расплавов к поверхности.

Плутонические образования представлены *нявленгинским комплексом субщелочных и щелочных гранитов*, на парагенетическую связь которых с асколь-

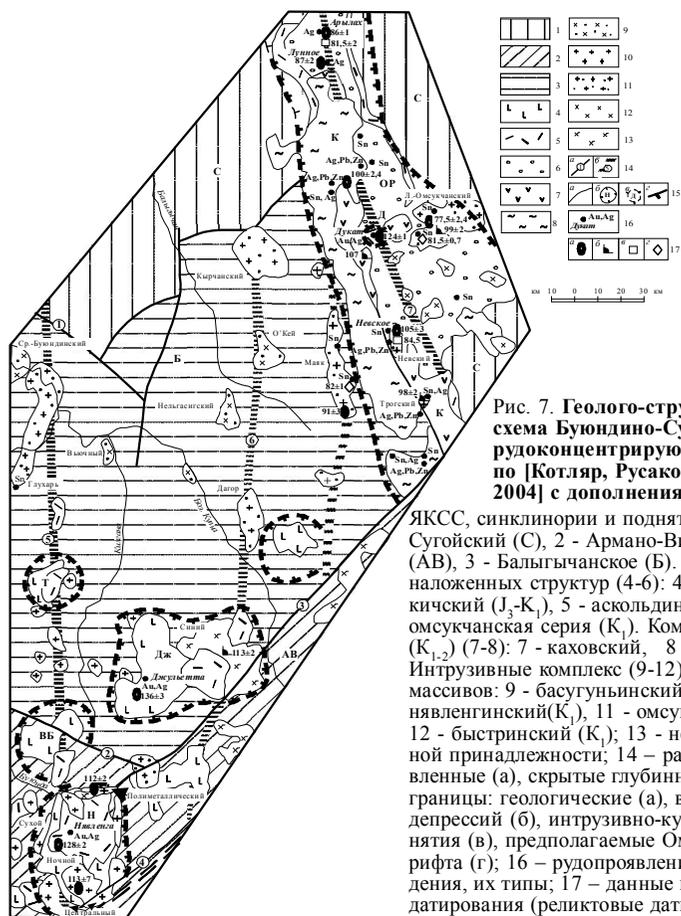


Рис. 7. Геолого-структурная схема Буюндино-Сугойской рудоконцентрирующей площади по [Котляр, Русакова, Гагиева, 2004] с дополнениями.

ЯКСС, синклинии и поднятия (1-3): 1 - Сугойский (С), 2 - Арmano-Вилигинский (АВ), 3 - Балыгычанское (Б). Комплексы наложенных структур (4-6): 4 - момолтыкский (J_3-K_1), 5 - аскольдинский (K_1), 6 - омуksчанская серия (K_1). Комплексы ОЧВП ($K_{1,2}$) (7-8): 7 - каховский, 8 - шороховский. Интрузивные комплексы (9-12), названия массивов: 9 - басугуньинский ($J_{2,3}$), 10 - нявленигинский (K_1), 11 - омуksчанский (K_1), 12 - быстринский (K_1); 13 - неустановленной принадлежности; 14 - разломы: установленные (а), скрытые глубинные (б); 15 - границы: геологические (а), вулканических депрессий (б), интрузивно-купольного поднятия (в), предполагаемые Омукчанского рифта (г); 16 - рудопроявления и месторождения, их типы; 17 - данные изотопного датирования (реликтовые даты), млн лет: а - Rb-Sr, б - K-Ag, в - Ag-Ag, г - U-Pb. Вулканические структуры: Нявленигинская (Н), Верхне-Буюндиная (ВБ), Джугаджакская (Дж), Тэнекелийская (Т), Дукацкая (Д), Кэнская лавовая полоса (К). Разломы: 1 - Улахан, 2 - Умарский, 3 - Килгана-Буксундинский, 4 - Угуланский, 5 - Буюндиный, 6 - Дагорский, 7 - Омукчанский

Рис. 9 (справа). Этапность мелового магматизма и оруденения в Дукацком рудном узле по разным авторам. 1 - интрузивные породы: а - Дукацкий массив: комплексы - нявленигинский (nv), быстринский (bs), б - омуksчанский комплекс (om); 2-4 - вулканические комплексы: 2 - аскольдинский (as), 3 - таватумский (tv), 4 - шороховский - няханский (sch); 5 - базальты; 6 - оруденение: Ag-Pb-Zn, Sn; жильные типы Au-Ag оруденения: q-cl-s - кварц-хлорит-сульфидные, ad-q - адуляр-кварцевые, q-rh - кварц-родонит-родо-хрозитовые

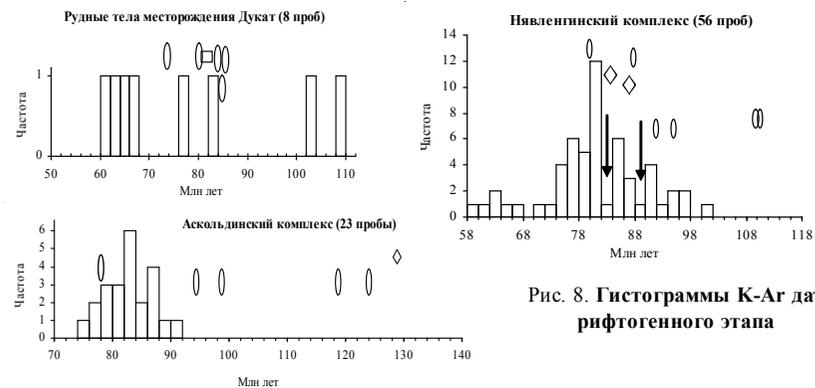


Рис. 8. Гистограммы К-Аг дат рифтогенного этапа

| Период | Эпоха | Век, возраст границ, млн лет [Gradstein et al., 2004] | Вольфов и др., 1983 [K-Ar] | Стружков и др., 1994 [Rb-Sr] | Колесников и др., 1998 [Rb-Sr] | Константинов и др., 1998 [Rb-Sr] | Захаров и др., 2000 [Rb-Sr] | Розинов и др., 2004 [Rb-Sr] | Котляр, Русакова, 2004 [K-Ar, Rb-Sr] | Филимонова, Чугаев, 2006 [Rb-Sr] | Ньюберри и др., 2000 [Ar-Ar] | Петров и др., 2006 [U-Pb] | |
|-----------------|---------------|---|----------------------------|------------------------------|--------------------------------|----------------------------------|-----------------------------|-----------------------------|--------------------------------------|----------------------------------|------------------------------|---------------------------|----|
| Поднятия | Мастрихт 70,6 | | | q-ad-rh | Sn | q-ad-rh | | | | q-rh | | | |
| | Кампан | | | q-cl-ad | | q-cl-ad | | | | q-cl-ad | | ad-q | |
| | 83,5 Сантон | | | q-cl-ad | | q-cl-ad | | | | q-cl-ad | | ad-q | |
| | 85,8 Коньяк | | | | Ag-Pb-Zn | | | | | | | | |
| | 89,3 Турон | | | | | | | | | | | | |
| | 93,5 Сеноман | | | tv | | | | | | | | | |
| | Равнины | 99,6 Альб | | as | q-rh | | | | | ad-q | | | |
| | | 112,0 Апт | | as | ad-q | | | | | q-cl-s ? | | | |
| | | 125,0 Баррем | | | | | | | | | | | |
| | | 130,0 Готерив | | | | | | | | | | | as |
| 136,4 Валанжани | | | | | | | | | | | | | |
| 140,2 Берриас | | | | | | | | | | | | | |

динскими вулканитами указывают близкие вещественные характеристики и принадлежность к единым структурам [Котляр и др., 2001]. Комплекс одно- или двухфазный, в его составе преобладают высококальциевые ильменитовые субщелочные и щелочные лейкограниты [Бочарников, Ичетовкин, 1980; Котляр, 1986]. В Нявленгинской структуре массивы субщелочных гранитов образуют кольцевое обрамление, а диапиры щелочных лейкогранитов тяготеют к её внутренним частям (см. рис. 7). В Дукатской структуре комплекс представлен субщелочными лейкогранитами одноимённого массива [Котляр и др., 2001], залегающего на глубинах 960-1320 м. Массив метаморфизует аскольдинские вулканиты и часть рудных тел м-ния Дукат.

Геохронометрия гранитов подтверждает их раннемеловой возраст. Массивы Нявленгинской структуры (колл. Н.А. Горячева) охарактеризованы Rb-Sr изохронами 113 ± 7 млн лет и 112 ± 2 млн лет; массив Дукатский (130-320 м от контакта, колл. Г.С. Плюснина, В.И. Копытина) - изохроной 110 ± 3 млн лет [Котляр и др., 2001]. Таким образом, возраст интрузий из разобленных структур согласуется, составляя 113-110 млн лет. К-Ag датирование реликтовых дат, близких изохронным, не выявило. Наиболее древние составляют 97-96 млн лет. На гистограмме фиксируются термальные события в интервалах 90-88 и 84-82 млн лет, обусловленные, вероятно, формированием поздних базальтов (см. рис. 9). Примечательно, что эти интервалы фиксируются U-Pb возрастом цирконов из гранитов Дукатского массива $87,45\pm 7,7-84,5\pm 1,0$ млн лет [Петров и др., 2006] (см. рис. 8).

Оруденение. С магматитами парагенетически связано Au-Ag оруденение вулканогенно-плутоногенного типа, в частности, месторождение Дукат в Омсукчанском прогибе. Рудные тела размещаются в вулканитах аскольдинской свиты, прорванных Дукатским гранитным массивом. Представлены жильными зонами трёх стадий минерализации: кварц-хлоритовой, кварц-хлорит-адуляровой и кварц-родонит-родохрозитовой. Две первые являются догранитными, третья - пост- или сингранитной [Раевская и др., 1977; Сидоров и др., 1989; Константинов и др., 1998 и др.]. Рудные тела перекрываются вулканитами ОЧВП, в которых содержатся ксенолиты кварц-хлорит-адуляровых жил с соотношением Au/Ag близким к таковым в рудах первой и второй стадий минерализации [Ливач и др., 1989 г.]. Месторождение в значительной мере отработано, но возраст и длительность формирования оруденения до сих пор дискутируются: от одноактного альба - сеноманского до многоэтапного апт - туронского или кампан - маастрихтского (см. рис. 8). Геохронометрически догранитный (древнее 110 млн лет) возраст первых двух стадий не зафиксирован. Реликтовые K-Ag даты $109\pm 1,5$; 104 ± 2 и $104\pm 15,6$ млн лет (см. рис. 9) характеризуют соответственно кварц-адуляровые жилы 2-й и 3-й стадий и ксенолит из конглобрекций ОЧВП. Можно предположить, с учётом геологических взаимоотношений рудных тел с вмещающими вулканитами и гранитами, что оруденение первых двух стадий формировалось в интервале $123\pm 2 - 110\pm 3$ млн лет, третьей стадии - около 109 млн лет, завершая становление гранитов.

Возраст Au-Ag оруденения месторождения Нявленга достоверно не установлен. По данным Ag-Ag датирования возраст рудных тел около 100 млн лет [Лейер и др. 1997; Ньюберри и др., 2000], но не исключается и более древний [Ньюберри и др., 2000].

Таким образом, рифтогенный этап, начавшись $128\pm 2 - 123\pm 2$ млн лет назад накоплением вулканитов, завершился после перерыва $113\pm 7 - 110\pm 3$ млн лет становлением гранитных комплексов. Au-Ag оруденение было также растянуто во времени (от 123 до 109 млн лет) и формировалось в два этапа (вулканический и постгранитный). Это согласуется с представлениями о полицикличности и полихронности рудогенеза м-ния Дукат [Раевская и др., 1977; Савва, 1980; Сидоров и др., 1989 и др.].

Глава 5. Ранне-позднемеловые вулканоплутонические комплексы окраинно-континентального типа

(Охотско-Чукотский вулканогенный пояс)

Наиболее яркое событие в меловое время – становление окраинно-континентального вулканогенного пояса, дискордантно наложенного на все более ранние структуры и сложенного породами известково-щелочного типа [Устиев, 1949, 1959; Белый, 1977-1994; Котляр, 1986; Умитбаев, 1986 и др.]. В настоящее время пояс классифицируется как надсубдукционная структура андийского типа [Геотектоника..., 2006]. Представления о стратиграфическом объёме и времени формирования ОЧВП остаются предметом дискуссии. Возраст нижней границы определяется в интервале J_3t-K_2t , верхней - K_2st-P_1d . Неоднозначно мнение о тектонической принадлежности верхней толщ базальтоидов: является ли она частью ОЧВП или составляет самостоятельную структуру.

Структурно-формационное деление ОЧВП и общая схема развития излагаются в диссертации согласно [Белый, 1977-1994; Котляр, Русакова, 2004]. Установлено, что формирование структуры происходило в два этапа. Для раннего характерно разнообразие вулканических фаций с постепенной сменой состава от средних к кислым; значительна роль вулканотерригенных пород. Интрузивные образования представлены широкой гаммой пород: от габбро до гранитов с преобладанием гранодиоритов. Позднему этапу принадлежат две формации: андезитовая и сменяющая её во времени риолитовая (игнимбритовая); интрузии сложены породами гранодиорит-гранитной ассоциации с преобладанием гранитов. Вулканотерригенные отложения всех частей разреза содержат флору среднего альба - маастрихта. Во впадинах и прогибах в основании вулканогенного разреза залегают конгломераты, песчаники, алевролиты («предвулканогенная» моласса, по [Умитбаев, 1986]) с флорой раннего-среднего альба (буор-кемюсский горизонт).

Рассматриваемая территория охватывает северо-восточную часть Охотского и юго-западную – Пенжинского секторов ОЧВП. В Охотском секторе магматитами сформированы сходные по внутреннему строению Арманская, Малтано-Ольская, Туромчинская вулканотектонические депрессии, Найханское вулканическое поле и отличная от них Кэнская лавовая полоса. В Пенжинском секторе выделяются

Ахавеемская и Чайвавеемская депрессии, Шайбовеемский прогиб и Верхне-Пенжино-Аянкинское вулканическое поле (рис. 10).

Наиболее полно геологически и геохронометрически изучены **Арманская и Малтано-Ольская** вулкано-тектонические депрессии, выполненные сходными магматическими ассоциациями [Сперанская, 1963; Белый, 1977; Умитбаев, 1986; Котляр, 1986; Котляр, Русакова, 2004 и др.]. Их основание составляют осадочные комплексы мезозой или вулканы J_3-K_1 п. Арманская структура отличается широким развитием андезитов раннего этапа, Малтано-Ольская - преобладанием кислых вулкаников обоих этапов (рис. 11).

Стратифицированные образования раннего этапа в обеих структурах представлены (снизу вверх): нанкалинской, арманской, хольчанской свитами и толщами. Молассовые отложения выделены в кирикскую толщу. Выше залегает нанкалинская (нараулийская) толща (плагио- и амфиболовые андезиты, андезибазальты, прослои туфов и туфо-терригенных пород), перекрывающаяся отложениями арманской свиты (песчаники, алевролиты, конгломераты, прослои углей, туфов среднего состава) с позднеальбской флорой арманского комплекса. Венчает разрез

Рис. 10. Схема структурного районирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по [Белый, 1977; Котляр, Русакова, 2004] с дополнениями.



1 – основание ОЧВП; 2 – наложенные впадины и прогибы (K_1); Б – Бургагылканская, Ом – Омсуканский, В-П – Верхне-Пенжинская, Мл – Молонджинская, Ум – Умкувеемская, Ан – Айнахургенская, Н – Нутесынская, И – Ичигемская; 3 – отложения ОЧВП; 4 – границы ОЧВП: а – генерализованная, б – секторов и зон, в – вулканоцентр. Зоны: 3-О – Западно-Охотская, В-Ч – Восточно-Чукотская. Секторы: О – Охотский, П – Пенжинский, А – Анадырский, Ц-Ч – Центрально-Чукотский. Структуры ОЧВП: У – Ульинский прогиб, К – Куйдуусунская впадина, Ар – Арманская депрессия, М-О – Малтано-Ольский ряд вулканоцентров, Х – Хетинское поле, Кэ – Кэнская лавовая полоса, Нх – Наяханское поле, Тм – Туромчинский прогиб, Ах – Ахавеемская депрессия, Ч – Чайвавеемское поле, Ш – Шайбовеемский прогиб, Я-М – Яблоно-Мечкеревский ряд вулканоцентров, П – Пегтымельский прогиб; 5 – территория района исследования (Северо-Восточное Приохотье)

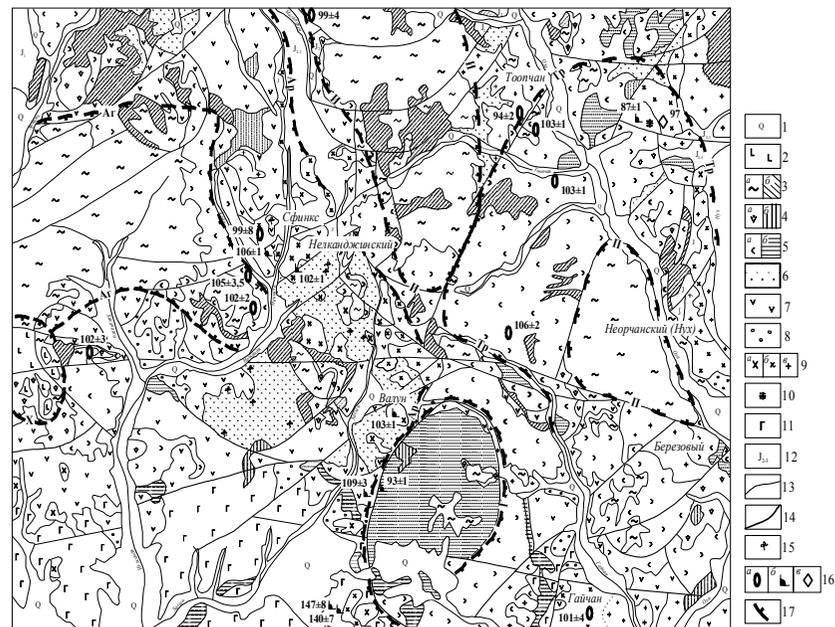


Рис. 11. Геологическая схема Арманской и южной части Малтано-Ольской структур по [Аноров и др., 2001 г.] с изменениями. 1 – четвертичные отложения; 2 – базальты ХЭВЦ (K_2); 3-10 – вулканические и интрузивные комплексы, свиты ОЧВП (K_1): 3 – ольский: покровные (а), субвулканы (б); 4 – ульинский: покровные (а), субвулканы (б); 5 – хольчанский: покровные (а), субвулканы (б); 6 – арманская свита; 7 – нанкалинская свита; 8 – кирикская толща; 9 – дукчинский (K_1): диориты (а), гранодиориты (б), граниты (в); 10 – неорчанский (K_2): субшелочные граниты; 11 – момолтычская свита (J_3-K_1) 12 – терригенные отложения мезозой; 13 – геологические границы; 14 – разрывные нарушения; 15 – места находок ископаемой флоры; 16 – реликтовые даты, млн лет: а – Rb-Sr, б – K-Ag, в – U-Pb; 17 – контуры вулканических структур. Структуры: Аг – Аганская, Ар – Арманская, Г – Гайчанская, И – Ингагченская, Тр – Трассовая, П – Поздняя, Х – Хатачанская

раннего этапа хольчанская свита, состав которой несколько варьирует. В Арманской структуре это пестроцветные туфы, игнимбриты риодацитов, дацитов в нижней части разреза и лавы риолитов – в верхней; в Малтано-Ольской низы представлены игнимбритами кислого состава, верхи – разнообломочными туфами риодацитов, дацитов. Породы содержат флору раннего-позднего мела. Согласно Легенде Магаданской серии... [1999 г.], возраст всех толщ – альб – сеноман.

Геохронометрические данные следующие. Возраст плагиоандезитов нанкалинской толщи Арманской структуры определяется реликтивными K-Ag датами $108,7 \pm 3,4 - 106 \pm 1$ млн лет. В Малтано-Ольской структуре таких дат не выявлено, самая древняя из них – 94 млн лет (рис.12). Возраст арманской свиты ограничивается возрастом гранодиоритов рвущего штока Валун (реликтовая K-Ag дата 103 ± 2 млн лет). Для детритовых цирконов из песчаников арманской свиты по-

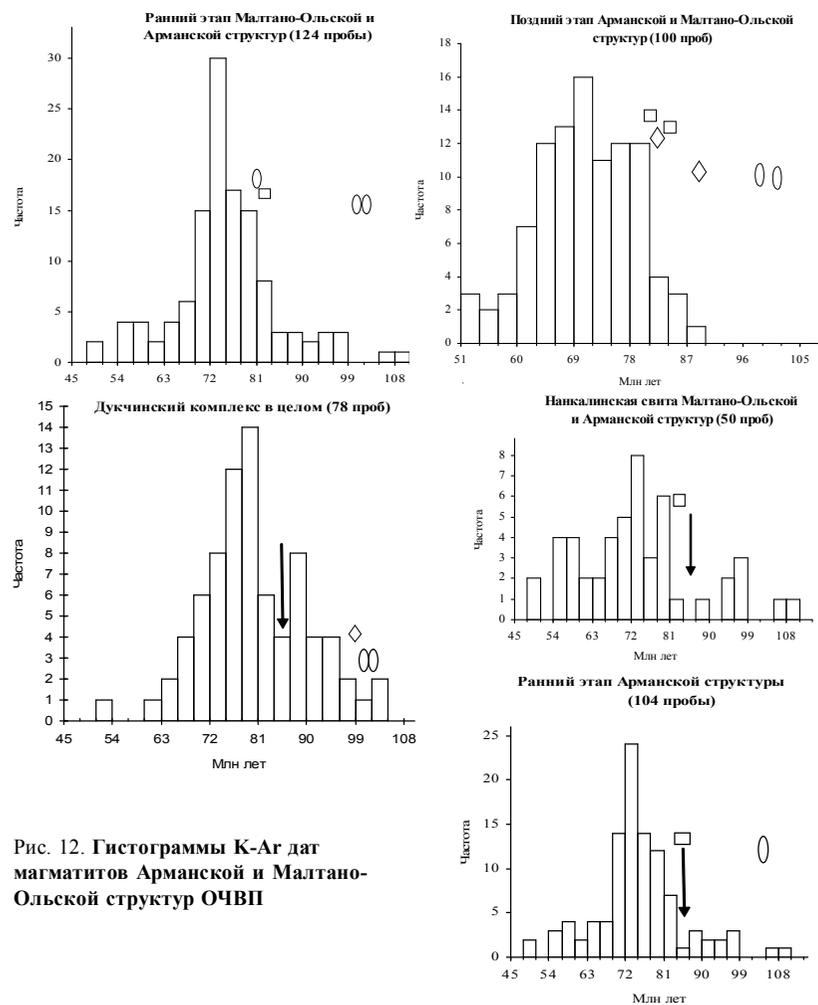


Рис. 12. Гистограммы К-Аг дат магматитов Арманской и Малтано-Ольской структур ОЧВП

лучены U-Pb (SHRIMP) датировки 160-148 и 92±2 млн лет, последняя из которых принята за максимальный возраст отложений [Акинин, 2007]. Это входит в противоречие с Ar-Ag датировкой нижележащей нанкалинской толщи (85,6±1,3 млн лет [Hourigan, Akinin, 2004] и приведёнными K-Ag датами. Породы хольчанской свиты обеих структур охарактеризованы Rb-Sr изохронами 106±2, 105±3,5 и 103±1 млн лет [Котляр, Русакова, 2004]. Согласующихся реликтовых K-Ag дат не выявлено, самая древняя - 96±1 млн лет (см. рис 12).

Таким образом, возраст вулканитов раннего этапа - нанкалинской, арманской и хольчанской свит - колеблется в интервале 109-103 млн лет, что соответствует раннему - среднему альбу. На гистограмме фиксируется термальное событие в интервале 87-84 млн лет, отразившиеся только в вулканитах нанкалинской свиты. В то же время в обеих толщах отмечается одновременное (84-81 млн лет назад) повторное включение изотопных часов, которое коррелируется с упомянутой Ar-Ag датой 85,6±1,3 млн лет.

Стратифицированные образования позднего этапа выделены в улын-кую (нижняя) и ольскую (верхняя) свиты, формирующие изолированные структуры обрушения [Белый, 1977]: Аганскую, Хагачанскую и др. В Арманской депрессии улынская свита сложена двупироксеновыми и гиперстеневыми андезитами, андезибазальтами, базальтами, реже их туфами и дациандезитами, в Малтано-Ольской покровная фация практически отсутствует, комагматичные субвулканические тела сложены двупироксеновыми андезибазальтами, андезитами, диорит-порфидитами. Ольская свита в Арманской структуре – это порфиро- и кристаллокластические риолитовые игнимбриты («платоигнимбриты») с маломощными горизонтами туфов риолитов, которые залегают как на андезитах улынской, так и на вулканитах хольчанской свиты. В Малтано-Ольской структуре ольская свита чаще всего залегают на хольчанской. В нижних частях разреза здесь преобладают риолитовые игнимбриты, в верхних - туффиты, туфы и лавы мелкопорфировых риолитов с линзами витрофиров, аркозовых песчаников. Туфы содержат флору аркагалинского комплекса.

Геохронометрические данные следующие. Нижняя часть ольской свиты охарактеризована Rb-Sr изохронами: 102±2 млн лет (Аганская структура) и 102±3 млн лет (Хагачанская депрессия), средняя-верхняя части - Rb-Sr изохроной 99±4 млн лет (Ингагаченская структура) [Котляр, Русакова, 2004]. Эти даты мы и принимаем за возраст свиты (конец альба). Соответствующих K-Ag дат не выявлено. На гистограммах определилось лишь время повторного включения изотопных часов (84-81 млн лет назад). Оно коррелируется с таковым, проявленным в эффузивах раннего этапа. Этот же момент фиксируется, по нашему мнению, Ar-Ag и U-Pb датировками ольской свиты (соответственно 84-81 и 88-83 млн лет), которые интерпретируются их авторами как возраст свиты [Hourigan, Akinin, 2004; Акинин, 2005] (см. рис. 12).

Интрузивные образования, комагматичные этапам вулканизма, выделены в обеих структурах в два комплекса: ранний дукчинский и поздний неорчанский [Котляр и др., 2001; Котляр, Русакова, 2004].

Дукчинский габродиорит-гранодиорит-гранитовый комплекс представлен отдельными моногенными интрузиями (Арманская структура) или участвует в строении полихронных плутонов: Средне (Нижне)-Ольского, Неорчанского (Нухского) и др. Комплекс многофазный при преобладании гранодиоритов-адамеллитов [Андреева и др., 1999; Аноров и др., 2001 г.]. Интрузии обычно размещаются в обрамлении вулканоструктур или формируют интрузивно-купольные поднятия внутри их, метаморфизу породы раннего этапа (см. рис. 11).

Геохронометрия свидетельствует о раннемеловом возрасте комплекса. Его массивы (Гайчан, Сфинкс) охарактеризованы Rb-Sr изохромами: 101 ± 4 , 99 ± 8 млн лет [Котляр, Русакова, 2004] и реликтовыми K-Ag датами 103 ± 2 и 102 ± 1 млн лет (массивы Валун, Нелканджинский) (см. рис. 11). U-Pb возраст цирконов адалмелитов массива Неорчанский определен как $97 \pm 2,7$ млн лет [Акинин и др., 2006]. В породах комплекса выявился минимум в интервале 87-84 млн лет (см. рис. 12).

Неорчанский габбродиорит-щелочногранитовый комплекс чаще участвует в строении полихронных плутонов: Неорчанский (Нухский), Калалагинский и др., реже представлен однофазными массивами (Тоопчан). Интрузии прорывают эффузивы раннего этапа, взаимоотношения с вулканитами ольской свиты неясны. Становлением комплекса завершается формирование ОЧВП. Комплекс трёхфазный [Трушнин, 1985 г.], но в целом преобладают субщелочные граниты и лейкограниты (массивы Тоопчан, Неорчан). Геохронометрические данные разноречивы. По массиву Тоопчан получена Rb-Sr изохрона 94 ± 2 млн лет, массиву Неорчан - 81 ± 2 млн лет [Котляр, Русакова, 2004]. U-Pb возраст цирконов из субщелочных гранитов - $86,7 \pm 1,4$ млн лет [Акинин и др., 2006]. Реликтовая K-Ag дата дайки субщелочных гранитов составляет 93 ± 1 млн лет. Таким образом, можно предположить, что внедрение начальных фаз комплекса происходило одновременно с излиянием вулканитов ольской свиты, т.е. около 99 млн лет тому назад, заключительных фаз - не позже 93 млн лет. Rb-Sr-даты 81 ± 2 и 72 ± 1 млн лет фиксируют моменты повторного включения изотопных систем. В целом же, геохронометрия заставляет думать, что становление интрузивных комплексов и кислый вулканизм были сближены во времени.

Аналогичным строением обладают еще две вулканоструктуры: **Наяханское поле** и **Туромчинская депрессия**.

Наяханское вулканическое поле объединяет ряд депрессий, строение которых однотипно [Силинский, 1981; Чуравцов и др., 1992 г.] (рис. 13). Здесь ограничено развиты терригенные отложения, одновозрастные с арманской свитой, широко распространены интрузивные образования. Разрез начинается с пироксен-амфиболовых андезитов, их лавобрекчий, андезибазальтов, базальтов, дацитов (таватумская свита) с арманской и аркагалинской флорой, перекрывающихся игнимбритами риолитов, дацитов и их туфами (ненкатская, студенинская толщи). Возраст вулканитов - альб-сеноман. Поздний этап представлен пироксеновыми андезитами, андезибазальтами и базальтами (озернинская толща) и перекрывающей их толщей туфов, лав, игнимбритов риодацитов и риолитов (хигиндинская, наяханская свиты). Принятый возраст вулканитов - сеноман - кампан. С.В. Щепетов [1995] только самые верхние игнимбрито-туфовые толщи кислого состава относит к позднему мелу (сантон), а более ранние вулканиты датирует ранним-поздним мелом (поздний альб - коньяк).

Туромчинская структура представляет собой единую вулcano-тектоническую депрессию, отличающуюся господством вулканитов кислого состава позднего этапа. На раннем этапе формировались лавы и агломератовые туфы палеотипных андезитов с линзами конгломератов, туфоконгломератов (тайночинская свита)

Рис. 13. Геолого-структурная схема **Наяханского вулканического поля и Туромчинской депрессии**.



Вулканиты Наяханского поля (19 проб)

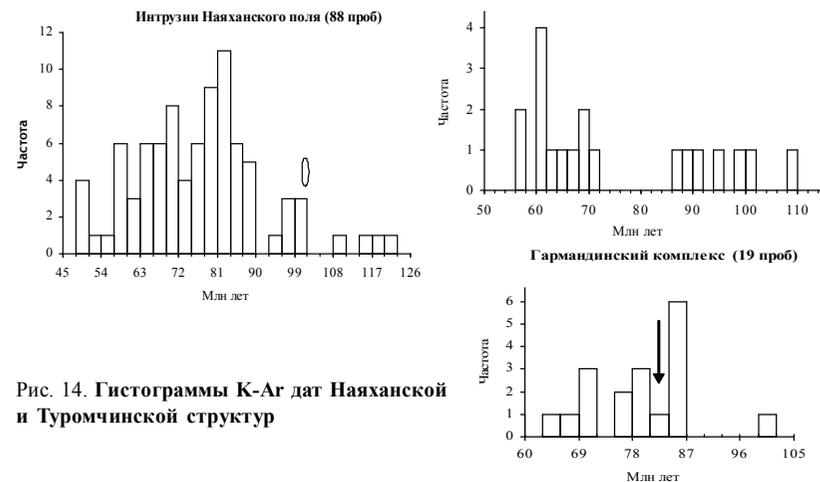


Рис. 14. Гистограммы K-Ag дат **Наяханской и Туромчинской структур**

и игнимбриты риодацитов с горизонтами их лав, туфов, туффитов (вархаламская толща), в поздний этап - амфибол-пироксеновые андезиты и андезибазальты, их туфы, кластолавы (туромчинская толща) и сменяющие их во времени риолиты, риодациты, их кластолавы (хайчанская толща) [Полиотов, 1981; Легенда Гижигинской серии..., 1999 г.]. Отложения содержат комплексы флоры с возрастом от раннего до позднего мела включительно (по разным исследователям).

Геохронометрия вулканитов разноречива, не очень представительна и характеризует только Наяханское поле. Реликтовые К-Аг даты составляют: в андезитах таватумской свиты - $90,2 \pm 3,6$ млн лет, в кислых эффузивах - 109 и 101 млн лет (рис. 14). Отмечается отсутствие дат в интервале 88-70 млн лет.

Интрузивные образования, насыщающие Наяханское поле, представлены многофазными полихронными массивами преимущественно кислого состава. Объединены в наяханский габбро-лейкогранитовый комплекс [Легенда Сугойской серии...1999 г.]. В Туромчинской депрессии выделен гармандинский габбро-диорит-гранит-гранодиоритовый комплекс [Жуланова, Русакова, 2005]. Интрузии прорывают вулканиты раннего этапа, в кислых эффузивах (хайчанская толща) содержатся ксенолиты гранодиоритов, гранитов [Полиотов, 1981]. Раннемеловой возраст обоих комплексов зафиксирован: Rb-Sr изохроной $102 \pm 0,4$ млн лет, (граниты массива Вилигинский) [Котляр, Русакова, 2004], реликтовыми К-Аг датами $101 \pm 2,0$ и $100,4 \pm 2,2$ млн лет (массивы Наяханский и Гармандинский). К-Аг датировки $120,9 \pm 1,8$; $118 \pm 5,9$ млн лет гранитов массива Вилигинский указывают, вероятно, на присутствие в них более ранних комплексов (приохотский). На гистограммах фиксируются термальные события: 93-90 млн лет назад в наяханском комплексе, 84-81 - в гармандинском (см. рис. 14). В Туромчинской структуре, кроме того, развиты массивы, которые размещаются преимущественно среди кислых вулканитов позднего этапа, формируя куполовидные структуры. Они сложены породами монцитит-лейкогранитовой ассоциации и выделены нами в ахавеемский комплекс [Жуланова, Русакова, 2005]. Геохронометрически не охарактеризованы.

Своеобразным строением обладает **Кэнская лавовая полоса**, которая трасирует западный борт Омсукчанского прогиба, наследуя его структурный план (см. рис. 7, 10). Вулканиты ОЧВП с несогласием перекрывают апт-альбские угленосные отложения омсукчанской серии и без видимых признаков несогласия - позднеальбские терригенные породы зоринской свиты.

Стратифицированные образования представлены тремя свитами (снизу вверх): каховской (пироксен-амфиболовыми андезитами, андезибазальты, их лавобрекчия и туфы); надеждинской (афировые и мелкопорфировые риолиты, их туфы), шороховской (туфы и игнимбриты риодацитов). Принятый возраст вулканитов: от альба-сеномана до кампана [Легенда Сугойской серии..., 1999 г.; Ливач и др., 2001 г.].

Геохронометрические данные указывают на более ранний (средне-позднеальбский) возраст вулканитов. Риодациты шороховской свиты охарактеризованы Rb-Sr изохронами $100 \pm 2,4$ млн лет и 100 ± 6 млн лет, андезиты каховской свиты -

реликтовой К-Аг датой $107 \pm 1,1$ млн лет [Котляр, Русакова, 2004]. На обобщенной гистограмме в интервале 84-82 млн лет выявилось термальное событие, проявленное и в других структурах ОЧВП (рис. 15). Более молодые датировки, принятые за возраст шороховской свиты [Колесников и др., 1998; Чернышев и др., 2005 и др.], согласно нашим данным, фиксируют моменты повторного включения изотопных часов.

Интрузивные образования, когенетичные вулканитам, выделены в быстринский и наяханский комплексы [Легенда Сугойской серии, 1999 г.]. Сопоставляются с дукчинским и неорчанским комплексами Малтано-Ольской и Арманской структур. Быстринский габбро-гранодиоритовый комплекс представлен интрузиями, тяготеющими к восточному флангу Кэнской полосы и прорывающими андезиты каховской свиты. Верхняя возрастная граница определяется присутствием ксенолитов гранодиоритов в конгломератах шороховской свиты [Соболев, 1989; Ливач и др., 1989 г.]. Реликтовая К-Аг дата 101 ± 1 млн лет отвечает возрасту комплекса и коррелируется с таковым дукчинского. По наяханскому комплексу датировки отсутствуют. Своеобразие Кэнской лавовой полосы подчеркивается развитием здесь омсукчанского лейкогранитового интрузивного комплекса [Матвеевко 1957; Руб, 1970; Соболев, Колесниченко, 1979]. Массивы комплекса размещаются преимущественно в структурах рифтогенного типа, тяготея к внешней границе ОЧВП, гораздо реже - в ЯКСС. Комплекс отличается однородным составом (граниты), специфическими аксессуарами (магнетит, ортит, флюорит, турмалин, касситерит) и оруденением касситерит-силикатной формации, локализованным в

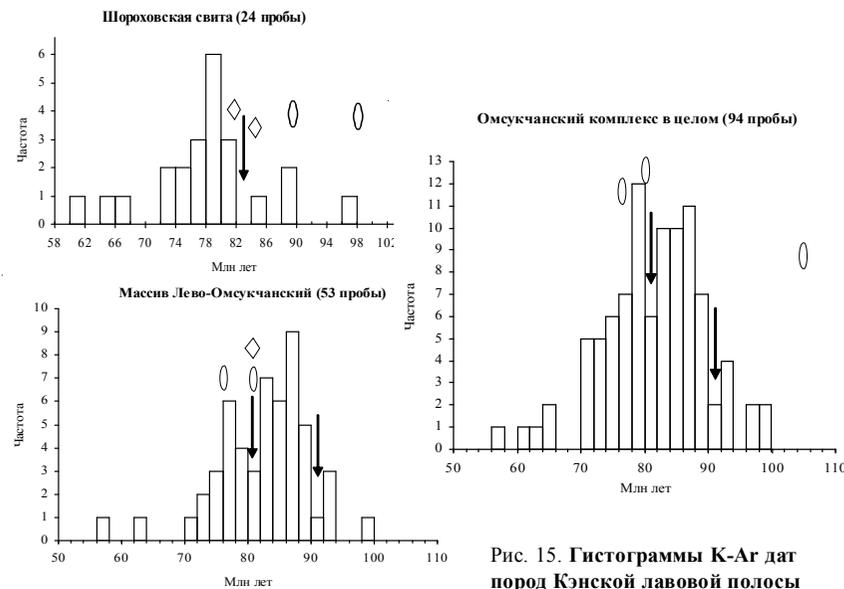


Рис. 15. Гистограммы К-Аг дат пород Кэнской лавовой полосы

гранитах и их экзоконтактах. Массивы прорывают нижнемеловые отложения омсукчанской серии и андезиты каховской свиты ОЧВП; верхняя возрастная граница определяется наличием ксенолитов лейкогранитов в вулканитах шороховской свиты [Филатов, 1961 г.; Иевлева и др., 1969 г.]. Граниты и рудные тела секутся позднемеловыми дайками риолитов и базальтов.

Геохронометрические данные не противоречат геологическим: наиболее древняя (из 4-х) Rb-Sr дата 105 ± 3 млн лет из гранитов массива Невский фиксирует начало формирования комплекса, а его средний возраст, с учётом K-Ar реликтовой даты 99 ± 1 млн лет, определён как 101 ± 1 млн лет [Котляр и др., 2001; 2004]. На гистограмме выявились два термальных события: 92-90 и 82-80 млн лет назад. Последнее обязано внедрению базальтовых даек. Более молодые Rb-Sr, U-Pb и K-Ag датировки отвечают, скорее всего, моментам повторного включения изотопных часов (см. рис. 15).

Далее на северо-восток только в **Шайбовеемском прогибе** Пенжинского сектора установлены флористические и хронометрические реперы вулканизма. Здесь эффузивам более свойственны эксплозивные фации, частая перемежаемость пород кислого и среднего состава, их фациальные взаимопереходы по латерали. Существенную роль играют туфы и туфо-терригенные породы, причем на раннем этапе преобладают кислые вулканиты, на позднем - средние. Характерно незначительное, в сравнении с Охотским сектором, развитие интрузий (рис. 16). Описание магматических образований приводится по материалам листов Госгеолкарты-200/1 [Алексеев, 1979; Лобунец и др., 1979; Сонин и др., 1981; Гундобин и др., 1999 г.] и Легенде Гижигинской серии... [1999 г.].

Стратифицированные образования. В основании разреза фиксируется моласса (акаткевеемская и ненеитская свиты) с буор-кемюсским комплексом флоры (ранний альб) [Лебедев, 1987]. Далее разрез наращивается лавами и туфами андезитов с прослоями кислых вулканитов, туфо-терригенных пород, сменяющихся по латерали базальтами, андезитами, их туфами (хайокланская, вилюйкинская толщи). Выше залегают туфы, игнимбриты, лавы кислого состава с прослоями андезитов, базальтов, их туфов, туфо-терригенных пород тылхойской свиты. Эффузивы раннего этапа перекрываются андезибазальтами, андезитами и их туфами с прослоями туфов и игнимбритов кислого состава, линзами туфогенно-осадочных пород (шайбовеемская, окланская толщи). Венчают разрез туфы, игнимбриты, лавы риолитов-дацитов макковеемской свиты, образующие небольшие поля и просадки. Породы содержат флору шести комплексов с возрастом от позднего альба до раннего сенона включительно [Лебедев, 1987; Филатова и др., 1992].

K-Ag датирование выявило реликтовые даты, согласующиеся с таковыми структурами, описанных выше: в андезитах раннего этапа (хайокланская, вилюйкинская свиты) - 110-107 млн лет, в андезитах позднего (шайбовеемская толща) - 103-101 млн лет. Фиксируется термальное событие, отмеченное на гистограмме минимумом в интервале 90-87 млн лет (рис. 17).

Интрузивные образования в этой структуре выделены в пенжинский и ичимский комплексы [Гундобин и др., 1999 г.; Жуланова, Русакова, 2005]. Наиболее



Рис. 16. Геолого-структурная схема Шайбовеемского прогиба ОЧВП. 1 - отложения мезозой; 2 - терригенные отложения (К, v); 3 - отложения предвулканогенной молассы (К, ар₃-al₁); 4 - образования Шайбовеемского прогиба ОЧВП (К, al-K₃s); 5 - базальты ХЭВП (К₂km); 6 - четвертичные отложения; 7 - интрузивные тела, курсив - их название; 8 - тектонические нарушения; 9 - геологические границы; 10 - контуры вулканоструктур; 11 - K-Ag реликтовые даты, млн лет. Структуры: Ав - Авлондинская, Ак - Акаткевеемская, ШО - Шайбовеем-Окланская, К - Конгуассенская

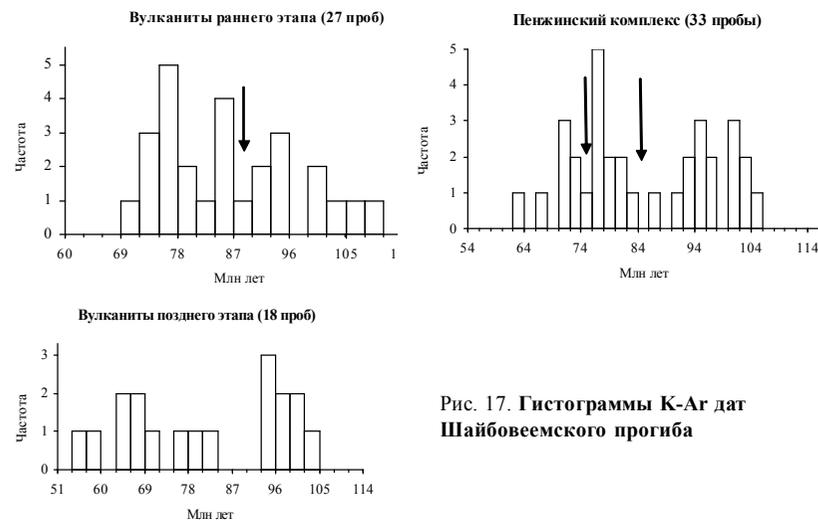


Рис. 17. Гистограммы K-Ag дат Шайбовеемского прогиба

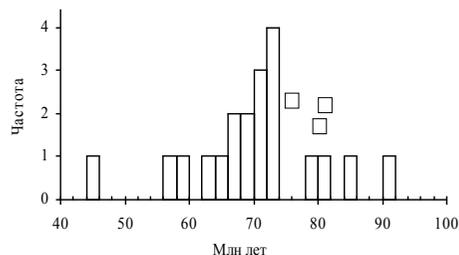
широко развиты интрузии раннего пенжинского габбродиорит-гранодиорит-гранитового комплекса, локализованные в структурах мезозойд и вулканитах раннего этапа. Реликтовые К-Аг даты 104-103 млн лет зафиксированы в массивах Ильинско-Ильинский, Купольный (см. рис. 17). Термальное событие в интервале 90-84 млн лет назад, проявленное в вулканитах раннего этапа, отмечается и в интрузиях (см. рис. 17). Массивы ичигемского габбро-гранодиорит-гранитового комплекса размещаются среди вулканитов позднего этапа, геологический возраст - поздний мел [Гундобин и др., 1999 г.]. К-Аг датирование пород неrepresentatively.

Оруденение. С вулcano-плутоническими комплексами ОЧВП парагенетически связаны эпи- и мезотермальные Au-Ag, Ag-Pb-Zn, Mo, Sn и другие типы минерализации. Представителями Au-Ag оруденения являются м-ния Карамкен, Ойра, Сопка Кварцевая и др. Возраст оруденения по геологическим данным разноречив, но большинство исследователей связывают его с поздним этапом магматизма. Рудные тела обычно локализуются в метасоматитах по вулканитам пород раннего этапа (м-ние Карамкен), реже - по кислым породам позднего (м-ние Сопка Кварцевая). Представлены жильными зонами преимущественно адуляр-кварцевого состава. Геохронометрические данные указывают на сеноманский возраст оруденения. Ag-Ag даты адуляров жильных тел месторождений Карамкен и Ойра составляют 93 и 91 млн лет соответственно [Ньюберри и др., 2000]. Близкая К-Аг дата - 92 млн лет - характеризует предрудные метасоматиты месторождения Утесное. Согласно П.У. Лейеру с соавторами [1997], Ag-Ag возраст руд значительно моложе: от 80 (м-ние Эвенское, Кегали) - 79 млн лет (м-ние Карамкен) до 76 млн лет (м-ние Ойра) (рис. 18).

Sn оруденение генетически связано с гранитами омсукчанского комплекса. Представлено жилами и жильными зонами кварц-турмалинового, кварц-турмалин-хлоритового состава с касситеритом и сульфидами, которые размещаются в экзо- и эндоконтактных зонах интрузивов. К-Аг возраст лейкогранитов омсукчанского комплекса составляет 105 ± 3 млн лет, что определяет нижнюю границу оруденения. В то же время, Ag-Ag дата $84,5 \pm 0,5$ млн лет по мусковиту рудных тел м-ния Невское [Ньюберри и др., 2000], коррелируется с термальным событием, отмеченным в гранитах комплекса (82-80 млн лет).

Этапы эволюции ОЧВП. Геохронометрия магматитов указывает на синхронность магматических процессов в вулканоструктурах изученного отрезка ОЧВП.

Рис. 18. Гистограммы К-Аг дат метасоматитов в рудных полях ОЧВП



1. Начало вулканизма фиксируется реликтивными датами 110-106±1 млн лет (нанкалинская, каховская, хайокланская толщи); завершился ранний этап около 103±1 млн лет назад (хольчанская, шороховская, наяханская свиты). Синхронно ($103 \pm 2,4 - 101 \pm 4$ млн лет назад) формировались интрузивные комплексы габбродиорит - гранитного ряда (дукчинский, наяханский, гармандинский, пенжинский). Поздний этап, начавшись около 102-101 млн лет назад с формирования андезитовых комплексов, продолжился извержением игнимбритовых толщ и завершился около 93 млн лет назад становлением одно-двухфазных гранитных интрузий (неорчанский, ахавеемский комплексы) и одновременным (?) формированием оруденения разной формационной принадлежности. Таким образом, длительность формирования ОЧВП на данном отрезке (ранний альб - конец сеномана) составляла 16-17 млн лет.

2. Породы обоих этапов подверглись термальным преобразованиям, отдельные эпизоды которых, охватывая в целом диапазон 93-80 млн лет назад, были индивидуальны для каждой структуры. Такие события фиксируются минимумами на гистограммах К-Аг дат в интервалах: 87-84 млн лет назад (нанкалинская свита и дукчинский комплекс Арманской и Малтано-Ольской структур), 92-90, 84-80 млн лет (омсукчанский комплекс и вулканиты Кэнской лавовой полосы), 90-84 млн лет (магматиты Шайбовеемского прогиба). Отмечается согласованность времени последнего включения изотопных часов (84-81 млн лет назад) в породах разных структур. Термальные события и моменты повторного включения фиксируются Ag-Ag и U-Pb датировками, полученными для магматитов Арманской (нанкалинская, ольская свиты) и Кэнской (шороховская свита, омсукчанский комплекс) структур.

3. Характерно, что в областях, где интенсивно проявлен базальтовый вулканизм, реликтовые датировки, соответствующие возрасту вмещающих пород, практически полностью стираются. Особенно ярко это проявлено в Арманской, Малтано-Ольской и Туромчинской вулканоструктурах.

Глава 6. Позднемеловые вулканические комплексы внутриконтинентального типа

(Хакаринско-Энмываамская вулканическая цепь)

Базальт-трахибазальтовые комплексы прослеживаются на всём протяжении ОЧММП, выполняя разрозненные лавовые плато (Янское, Ольское, Хагачанское, Хетинское, Верхне-Пенжинское поля) и грабены (Предгорный, Ичингейский). Реже среди магматитов ОЧВП и осадочных комплексов мезозойд наблюдаются рой базальтовых даек субширотного – северо-восточного простирания. Все проявления объединены нами в Хакаринско-Энмываамскую вулканическую цепь [Котляр, Русакова, 2003]. В ряде работ базальты с «внутриплитными» геохимическими характеристиками и возрастом от сеномана до дания включительно относят к самостоятельному рифтогенному этапу [Парфенов, Натальин, 1977; Филатова, 1988] или связывают со структурами окраинно-континентально-рифтогенного типа с элементами внутриплитных [Полин, Молл-Столкап, 1999],

но чаще всего их считают продуктами заключительной стадии формирования ОЧВП [Белый, 1977, 2003; Легенды Магаданской, Сугойской..., 1999 г. и др.].

Лавовые покровы залегают субгоризонтально на выровненной поверхности вулканитов ОЧВП, местами подстилаются терригенными отложениями с флорой аркагалинского комплекса [Самылина, 1988] или близкой чаунскому [Щепетов, 1995]. Строение полей однотипно – это чередование потоков пироксеновых и оливинных базальтов, андезитбазальтов, их субщелочных разностей с отдельными покровами риолитов, трахириолитов (*мыгдыкитская* и *атвувеемская свиты, ичингейская* и *уйканская толщи*).

Возраст нижней границы определяется реликтовыми К-Аг датами: $84 \pm 0,4 - 82 \pm 0,8$ млн лет (Ольское, Хатачанское, Верхне-Пенжинское поля), верхней - может быть ограничен возрастом первого термального события, начавшегося около 78 млн лет назад [Котляр и др., 2001]. Последняя цифра подтверждается Аг-Аг датами $781 - 77,5 \pm 1,1$ млн лет [Минюк и др., 1998; Hourigan, Akinin, 2004] и U-Pb возрастом циркона ($76,8 \pm 1,3$ млн лет) из дайки трахириолитов, рассекающих базальты [Акинин и др., 2006]. Таким образом, геохронометрия подтверждает синхронность базальтового вулканизма, проявившегося в интервале 84-78 млн лет назад в разобщённых структурах изученного отрезка ОЧММП. Продолжительность его составляла не менее 4-6 млн лет.

Глава 7. Этапность мелового магматизма и корреляция

эндогенных событий по геологическим и геохронометрическим данным

Изложенное позволяет заключить, что геохронометрические данные подтверждают, во-первых, многоэтапность мелового магматизма тихоокеанской окраины Азии, намеченную по геологическим критериям [Парфенов и др., 1977-1995; Филатова, 1988, 1995 и др.], во-вторых - его дискретность. Вулканические, вулканоплутонические и интрузивные комплексы Северо-Восточного Приохотья - тектоно- и петротипической местности ОЧММП, сформировались в течение четырёх этапов, разделенных между собой значительными временными перерывами и региональными структурными несогласиями (рис. 19).

Изученные вулканоструктуры сложены магматическими сериями, каждая из которых обладает индивидуальными петро- и геохимическими характеристиками, подтверждающими, при нанесении их на известные дискриминантные диаграммы [Pearce, Norry, 1979; Pearce et al., 1984; Пискунов, 1987], объективность разделения магматитов ОЧММП на островодужную, рифтогенную и окраинно-континентальную серии.

1. В **берриасе - альбе (145-100 млн лет назад)** продолжалось формирование УМОД: 145-112 млн лет назад накапливались толщи андезит-базальтовой формации с участием кислых пород, но, в отличие от юрского времени, уже в субаквальных и континентальных условиях. Более молодые (апт-альбские) вулканиты по геохронометрическим данным в Кони-Пьягинской зоне не выявлены, что указывает на отсутствие в этой структуре образований, сингенетичных континентальным комплексам ОЧВП. Интрузивные комплексы преимущественно гранодиори-

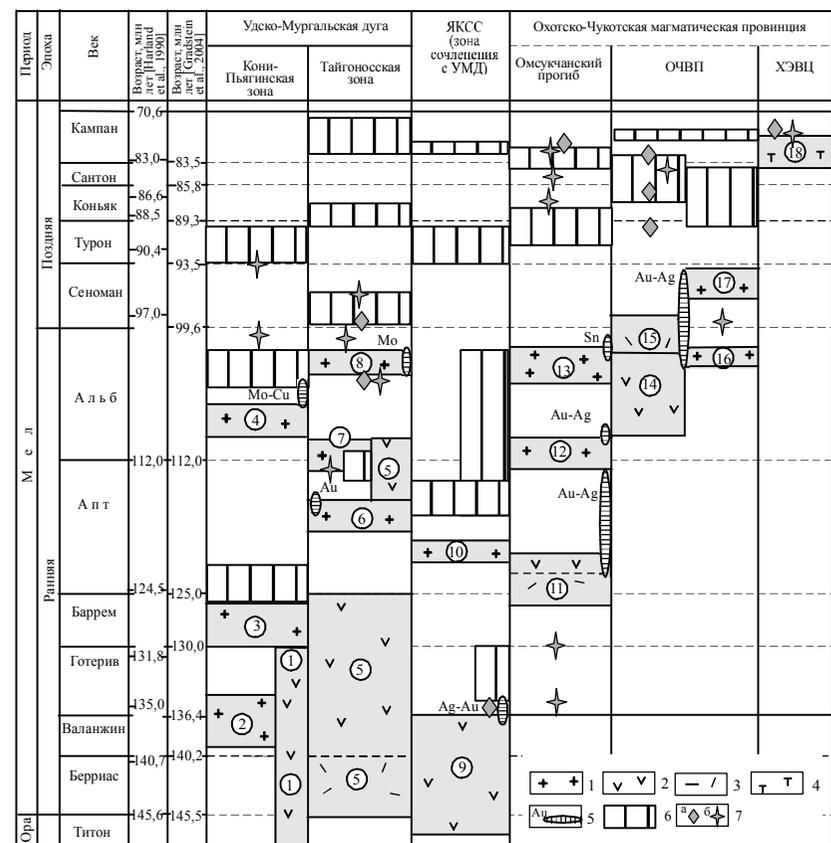


Рис. 19. Этапность мелового магматизма и оруденения Северо-Восточного Приохотья по геохронометрическим (К-Аг и Rb-Sr) данным. 1-4 - комплексы: 1 - интрузивные, 2-4 - вулканические, преимущественный состав: 2 - базальты-андезиты, 3 - дациты-риодациты, 4 - базальты-трахибазальты; 5 - оруденение, его типы: Au - золото-кварцевое, Au-Ag - золото-серебряное, Mo-Cu(Mo) - молибден-медно-порфировое, Sn - оловянное (касситерит-силикатная, касситерит-сульфидная формации); 6 - термальные события, зафиксированные минимумами на гистограммах К-Аг датировок; 7 - датировки пород: а - Аг-Аг, б - U-Pb. Цифры в кружках - названия интрузивных комплексов, свит, толщ: 1 - сигланская, мелдэкская, пьягинская, 2 - нюклинский, 3 - тауйско-пьягинский, 4 - магаданский, 5 - вавачунская, теланская, явовая, 6 - восточно-тайгонский, 7 - северо-тайгонский, 8 - центрально-тайгонский, авековский, 9 - момолтыкчическая, 10 - приохотский, 11 - аскольдинская, 12 - нявленгинский, 13 - омукучанский; 14-17 - комплексы ОЧВП: 14-15 - вулканические: 14 - раннего этапа, 15 - позднего этапа, 16-17 - интрузивные: 16 - раннего этапа, 17 - позднего этапа; 18 - комплексы ХЭВЦ

товой основности формировались импульсивно: в валанжине (138-134 млн лет назад) и барреме (130-126 млн лет назад). Магматизм завершился в альбе (107-100 млн лет назад) становлением гранодиорит-гранитных комплексов с сопутствующим Mo-Cu-порфировым оруденением.

Синхронно с УМОД в мезозоидах ЯКСС в раннем неокоме (147-136 млн лет) в континентальных условиях формировались базальт-андезитовые толщи (в частности, момолтыкичская свита), которые представляется правомерным рассматривать как фрагменты Удского окраинно-континентального пояса (по [Парфенов и др., 1993]). С ними парагенетически связано Au-Ag оруденение (м-ния Джульетта, Агатовское) с возрастом около 136 млн лет, что ставит в ряд перспективных другие подобные структуры (Тэнекелийская и др.). Конец этапа (122-120 млн лет назад) фиксируется становлением многофазных интрузий (приотской комплекс и его аналоги).

2. В барреме - начале апта (128-123 млн лет назад) на локальных площадях (в рифтогенных структурах и зонах глубинных разломов, контролирующих размещение неокомских структур), формировались ультракислые риолиты и их производные. Становление комагматичных (гранитных) интрузий происходило позже: 113 ± 7 - 110 ± 3 млн лет назад (граница апта и альба). В течение всего цикла (123-109 млн лет) формировалось полихронное и полицикличное Au-Ag оруденение на м-нии Дукат.

3. В конце раннего - начале среднего альба началось формирование окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, причём диахронно: на юго-западном фланге (Приохотье) - около 110, в северо-восточной ветви (Чукотка) - 104 млн лет назад [Котляр, Русакова, 2004]. В основании покровов местами развита позднеаптско-раннеальбская моласса (кирикская толща, зоринская, акаткевеемская и др. свиты). На раннем этапе (110-101 млн лет назад) формировались андезитовые (преимущественно) и риодацитовые толщи и комагматичные многофазные интрузивные комплексы (с преобладанием гранодиоритов). В Кэнской полосе, кроме того, внедрялись оловоносные лейкограниты. Поздний этап (102 ± 1 - 93 ± 1 млн лет назад) знаменуется извержением кайнотипных андезитов, игнимбритов и становлением одно-двухфазных гранитных интрузий. Вероятно, в конце раннего этапа начало формироваться и оруденение нескольких генетических типов. Таким образом, длительность становления ОЧВП на данном отрезке составляла 16-17 млн лет.

Отметим, что аналогичные возраст и этапность установлены для Хингано-Олонойской зоны Хингано-Охотского пояса по данным Ar-Ag датирования [Сорокин и др., 2004]: первый этап (базальт-андезит-дацитовый, с преобладанием андезитов) - 111-105, второй (существенно кислый) - 101-99 млн лет назад.

4. В сантоне - начале кампана (84-78 млн лет назад), после перерыва в 8-10 млн лет, формировались базальтовые поля ХЭВЦ. Покровы базальтоидов залегают субгоризонтально на выровненной поверхности альб-сеноманских вулканитов. Некоторые поля подстилаются толщей конгломератов, туфопесчаников и

аргиллитов с пластами угля или лигнитов, чем убедительно подтверждается временной разрыв между ХЭВЦ и ольской свитой ОЧВП.

5. На гистограммах K-Ag датировок изученных магматитов выявились многочисленные минимумы – моменты нарушения радиогенных изотопных систем под воздействием наложенных эндогенных процессов (термальных событий) на уже сформированные породы. Полученная информация позволила установить **три** термальных события **регионального** масштаба. Первое (117-100 млн лет назад) вызвано зарождением и функционированием ОЧВП, второе (93-87) и третье (84-80 млн лет назад) обусловлены прогревом литосферы, который сопутствовал формированию ХЭВЦ. Два последние события отразились в изотопных системах большинства магматических комплексов территории, включая ОЧВП (таблица). Характерно также полное отсутствие реликтовых дат в породах тех структур ОЧВП, где поздний базальтовый вулканизм ХЭВЦ проявился наиболее интен-сивно: Арманской, Малтано-Ольской и Туромчинской.

Обращает на себя внимание совпадение Ar-Ag и U-Pb дат, принимаемых за возраст пород [Hourigan, Akinin, 2004; Акинин и др., 2006], с термальными событиями или моментами последующего включения изотопных часов, выявленными на гистограммах K-Ag датировок. Подобные факты отмечаются для восточно-тайгоносского и магаданского интрузивных комплексов УМОД; нявленгинского интрузивного комплекса Омсукчанского прогиба; нанкалинской, ольской, шороховской свит и омсукчанского интрузивного комплекса ОЧВП. Напрашивается вывод, что нередко Ar-Ag и U-Pb даты фиксируют не геологический возраст пород, а моменты переустановки изотопных часов, обусловленные более поздними термальными событиями. Частный механизм омоложения изотопного возраста пород - инфильтрация горячих газов из базальтовых лав в трещиноватую среду ранее излившихся и закристаллизовавшихся покровов [Брандт и др, 2009].

О результатах Ar-Ag и U-Pb датирования. В последнее время обострилась полемика о возрасте ОЧВП. Согласно точке зрения, базирующейся на корреляции стратонов и палеофлор, формирование ОЧВП происходило в течение среднего альба - начала кампана [Белый, 2003; Бюллетень МСК..., 2003]. Использование в качестве репера реликтовых изотопных дат (преимущественно Rb-Sr и K-Ag) привело к несколько иной оценке длительности магматизма: ранний - средний альб (110-104 млн лет) - сеноман (94-93 млн лет) [Котляр, Русакова, 2004]. На основании Ar-Ag и U-Pb (SHRIMP) датирования делаются вывод о более молодом возрасте ОЧВП и скоротечности магматизма в отдельных структурах: с сантона до начала кампана (85,6-83,7 млн лет) [Акинин и др., 2000; Hourigan, Akinin, 2004; Тихомиров и др., 2005 и др.]. Между тем наблюдается значительное несоответствие между Ar-Ag и U-Pb датировками и геологической ситуацией. Так, в Арманском поле близкие Ar-Ag ($85,6 \pm 1,3$ млн лет) [Hourigan, Akinin, 2004] и средневзвешенная U-Pb ($85 \pm 0,5$ млн лет) [Акинин, 2005] даты характеризуют соответственно нижнюю нанкалинскую (нараулийскую) и верхнюю ольскую свиты, что предполагает одномоментное накопление пяти свит общей мощностью 3000-7000 м. В то же время разница U-Pb датировок

Таблица

Время перестройки изотопных систем в магматитах Северо-Восточного Приохотья

| Вулканические, интрузивные комплексы | Датировки, млн лет | | | | | | $\frac{Ar-Ar}{U-Pb}$ |
|--------------------------------------|---|---------------|---------|-------|-------|-------|--|
| | Реликтовые K-Ar Rb-Sr | K-Ar минимумы | | | | | |
| Тауйско-пьягинский | $\frac{130-126}{-}$ | 126-123 | 105-102 | - | 93-90 | - | - |
| Магаданский | $\frac{110-108}{107\pm 3}$ | - | - | - | 93-90 | - | $\frac{93,9\pm 1,4; 101,1\pm 3,4}{-}$ |
| Восточно-тайгоносский | $\frac{119\pm 3}{-}$ | - | - | 99-96 | 90-87 | 81-72 | $\frac{103,3\pm 0,3 - 99,03\pm 0,3}{113,3\pm 1,0 - 95,3\pm 3,9}$ |
| Момолтыкская свита | 147 - 138 | - | 114-102 | - | - | - | $\frac{136\pm 3}{-}$ |
| Приохотский | $\frac{122-120}{-}$ | - | 117-114 | - | 93-90 | 81-78 | - |
| Нявленгинский | $\frac{101\pm 1,9}{113\pm 7 - 110\pm 3}$ | - | - | - | 90-88 | 84-82 | $\frac{-}{87,4\pm 7,7 - 84,5\pm 1,0}$ |
| Нанкалинская свита | $\frac{109\pm 3,4}{-}$ | - | - | - | - | 87-84 | $\frac{85,5\pm 1,3}{-}$ |
| Дучинский | $\frac{103\pm 2 - 102\pm 1}{101\pm 4; 99\pm 8}$ | - | - | - | - | 87-84 | $\frac{-}{97,7\pm 2,7}$ |
| Вулканиты Кэнской полосы | $\frac{107-100}{100\pm 2,6}$ | - | - | - | - | 84-82 | $\frac{91\pm 5 - 75\pm 4}{85,5\pm 1,0; 81,7\pm 0,09}$ |
| Омсукчанский | $\frac{99\pm 1}{105\pm 3}$ | - | - | - | 92-90 | 82-80 | $\frac{84,5\pm 0,5}{82,1\pm 1,0}$ |
| Быстринский | $\frac{101\pm 1,0}{-}$ | - | - | - | - | 78-75 | - |
| Наяханский | $\frac{100\pm 1,5}{102\pm 0,4}$ | - | - | - | 93-90 | - | - |
| Вулканиты Шайбовеемского прогиба | $\frac{110-109}{-}$ $\frac{103-101}{-}$ | - | - | - | 90-87 | - | - |
| Пенжинский | $\frac{104-103}{-}$ | - | - | - | 90-84 | - | - |
| Базальты ХЭВЦ | $\frac{84-82}{-}$ | - | - | - | - | 78-76 | $\frac{78,1\pm 1,4 - 74,0\pm 1,2}{76,8\pm 1,3}$ |

отдельных зерен циркона из ольской свиты достигает 5 млн лет ($87,8\pm 0,4 - 82,8\pm 1,2$) [Акинин, Ханчук, 2005], что соответствует длительности века (например, турон) или даже двух (сантон плюс кампан) [Gradstein et al., 2004].

Возраст терригенной арманской свиты, определенный по самому молодому из обломочных цирконов (около 92 млн лет, турон) [Акинин и др., 2006], не

согласуется с альбским возрастом заключенной в ней одноименной флоры, сантонской датировкой нижележащей нараулийской свиты (85,6 млн лет) и не подтверждается взаимоотношениями с интрузиями. Так, породы свиты метаморфизируются гранодиоритами ранней фазы Неорчанского массива с U-Pb возрастом цирконов $97\pm 2,7$ млн лет [Акинин и др., 2006] и диоритами штока Валун (K-Ar возраст 103 ± 2 млн лет).

Появление более древних Ar-Ar (104,9; 106,2 млн лет) и U-Pb (97 млн лет) датировок из различных частей разреза ОЧВП (от Западно-Охотской ветви до Восточно-Чукотской) и рвущих интрузий заставило сторонников этих методов: 1) предположить проявление вулканизма, предшествовавшего ОЧВП (104,9 \pm 2,9 млн лет) [Тихомиров и др., 2005]; 2) удревнить нижнюю границу ОЧВП и выделить три главных импульса магматизма: 107-96 млн лет (гранитоиды внутренней зоны), 96-91 млн лет (ранние вулканиды), 88-82 млн лет (главный объем вулканидов) [Акинин и др., 2006]; 3) опустить нижнюю границу ОЧВП до 104-106 млн лет (альб) [Тихомиров и др., 2008; Мишин и др., 2008]. В последнем случае нижняя граница ОЧВП приблизилась к возрасту, определяемому как по геологическим данным [Белый, 1977; Белый, 2003], так и по реликтовым K-Ar датам [Котляр, Русакова, 2004] (рис. 20).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе впервые дана полная геохронометрическая характеристика меловых магматических комплексов Северо-Восточного Приохотья. При интерпретации изотопных датировок использован новый методологический подход, разработанный в СВКНИИ. На его основе выявлена хорошая согласованность изотопных данных с геологическими и, в достаточной мере - палеофлористическими данными, геохронометрически подтверждено проявление на изученной территории нескольких самостоятельных этапов мелового магматизма, протекавших в различных геодинамических обстановках.

Охарактеризованы меловые структуры, являющиеся составной частью ОЧММП:

1. *Кони-Тайгоносское звено Удско-Мургальской островной дуги* (УМОД), представленное лагунно-континентальными, континентальными терригенно-вулканогенными толщами андезит-базальтовой формации с участием кислых пород и плутоническими образованиями преимущественно гранодиоритовой основы с сопутствующим Mo-Cu-порфировым оруденением. Становление структуры продолжалось в интервале 145-100 млн лет назад (от берриаса до позднего альба).

2. *Континентальные вулканоструктуры*, формировавшиеся в раннем неокOME (147-136 млн лет назад) в мезозоидах ЯКСС, в тылу Удско-Мургальской дуги (фрагменты Удского окраинно-континентального пояса). Сложены вулканидами преимущественно основного состава; с ними парагенетически связано Au-Ag оруденение с возрастом около 136 млн лет, что ставит в ряд перспективных другие подобные структуры.

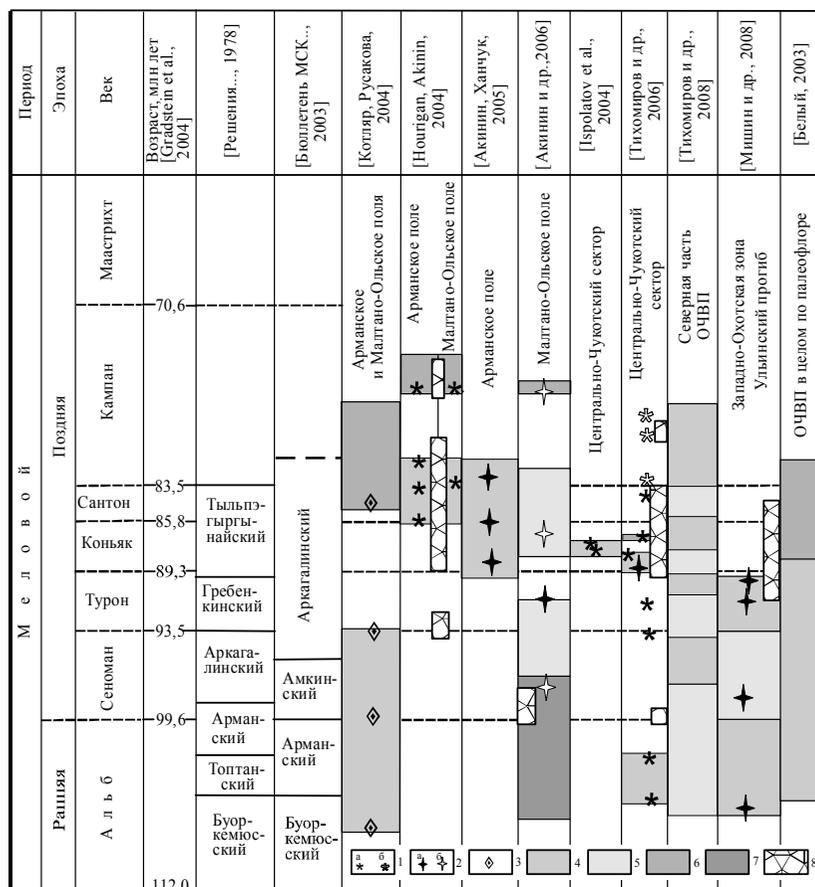


Рис. 20. Возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и базальтов ХЭВЦ по данным изотопного датирования и палеофлоре. 1-3 - изотопные датировки пород: 1 - Ag-Ag: а - вулканических, б - интрузивных, 2 - U-Pb (SHRIMP): а - вулканических, б - интрузивных, 3 - Rb-Sr изохронные и K-Ag реликтовые; 4-7 - возрастной объем: 4 - ОЧВП в целом, 5 - «главных» фаз ОЧВП, 6 - базальтов, 7 - гранитоидов; 8 - нарушения K-Ag изотопных систем в магматитах ОЧВП

3. Рифтогенные внутриконтинентальные структуры (Омсукчанский прогиб и его гомологи), развивавшиеся на мезозойском складчатом основании в течение позднего баррема-альба (128-109 млн лет назад). Сложены контрастными вулканитами (при господстве риолитов) и гранитными интрузиями. Данному этапу свойственно полихронное Au-Ag оруденение.

4. Структуры Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканогенного пояса (ОЧВП): ассоциации известково-щелочных магматитов, станов-

ление которых происходило в течение 16-17 млн лет: от раннего - среднего альба до конца сеномана (110-93 млн лет назад). На раннем этапе (110-101 млн лет назад) накапливались андезитовые (преимущественно) и риодацитовые толщи, внедрялись комагматичные многофазные интрузии (с преобладанием гранодиоритов). На позднем (102±1-93±1 млн лет назад) - изливались кайнотипные андезиты, риолитовые игнимбриты, внедрялись интрузии гранитов. В конце раннего этапа, судя по всему, начало формироваться эпи- и мезотермальное Au-Ag, Ag-Pb-Zn, Mo, Sn оруденение нескольких генетических типов.

5. Вулканические плато Хакаринско-Энмываамской внутриконтинентальной вулканической цепи (ХЭВЦ), сложенные базальт-трахибазальтовыми комплексами, накапливавшимися 84-78 млн лет назад (в течение 4-6 млн лет).

Геохронометрически определена дискретность становления отдельных вулканических сооружений (4-17 млн лет), прерываемая относительно продолжительными (до 10 млн лет) паузами. В то же время плутонический магматизм в течение мелового периода практически не прекращался, в результате чего интрузии разных серий оказались совмещены во времени и пространстве.

Выяснилось, что радиогенные изотопные системы магматитов подвергались неоднократным термальным преобразованиям, нарушавшим ход радиоактивных часов. Время наложенных процессов (переустановка часов) фиксируется минимумами (вплоть до разрывов) на гистограммах соответствующих выборок. Полученная информация позволила выявить три термальных события регионального масштаба. Первое (117-100 млн лет назад) синхронизируется с зарождением и функционированием ОЧВП. Второе (93-87) и третье (84-80 млн лет назад) события отразились в изотопных системах большинства магматических комплексов и причинно связаны с формированием базальтовых толщ ХЭВЦ. Анализ показал, что в породах тех структур ОЧВП, где поздний базальтовый вулканизм проявлялся наиболее интенсивно (Арманская, Малтано-Ольская, Туромчинская), реликтовые даты, соответствующие их геологическому возрасту, полностью стёрты.

Кроме того, выявилось совпадение Ag-Ag и U-Pb дат, принимаемых за возраст пород, со временем протекания термальных событий (минимумы на гистограммах) или моментами повторного (после завершения термального события) включения изотопных часов. Подобные факты отмечены для различных комплексов разных структур. Сделан вывод, что нередко Ag-Ag и U-Pb даты фиксируют не геологический возраст пород, как это принято считать, а моменты переустановки изотопных часов.

Таким образом, можно констатировать, что принятая методика интерпретации изотопных датировок позволяет достаточно уверенно производить возрастную разбраковку и корреляцию магматических комплексов, а также говорить о том, что в областях неоднократной эндогенной активизации лишь редкие реликтовые изотопные метки хорошо увязываются с геологией. Кроме того, по расположению минимумов с многовершинных гистограмм считается ин-

формация о времени протекания наложенных термальных событий - главного фактора сбоя и переустановки радиоактивных часов. Подтвердилась высокая геологическая информативность К-Аг метода датирования пород, при условии соблюдения статистической представительности выборок и обработки их с помощью гистограмм.

Последний вывод представляет большой практический интерес, поскольку открывает возможность эффективной переинтерпретации результатов К-Аг датирования горных пород, минералов и руд, огромные объёмы которых хранятся в отечественных геологических фондах.

Публикации по теме диссертации

1. *Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Схема расчленения мезозойских магматических комплексов Колымо-Охотского региона и некоторые особенности их эволюции // Второе всесоюзное петрографическое совещание. Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Сыктывкар, 2000. Т.1. С. 273-276.
2. *Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
3. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Этапы формирования палеофлоры и геохронометрия Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: В 3 т. Т. 1. Матер. XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 46-50.
4. *Русакова Т.Б.* Последовательность становления мезозойских гранитоидов Яно-Кольмской складчатой системы по геохронологическим данным // Там же. С. 197-200.
5. *Русакова Т.Б., Котляр И.Н.* Геохронология гранитоидных комплексов Главного Колымского батолитового пояса (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 3-17.
6. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Региональная стратиграфическая схема континентальных меловых отложений Охотско-Чукотской области и объяснительная записка к ней // Материалы III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по Северо-Востоку России. Санкт-Петербург. 2003.
7. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловые магматические серии и рудоносность Охотско-Чукотской области // Тезисы докладов Всероссийского совещания, посвященного 100-летию со дня рождения академика Ю.А. Кузнецова. Новосибирск, 2003. С. 177-179.
8. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Геохронология мелового магматизма Охотско-Чукотской области. Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики // Материалы Всероссийского совещания. Магадан, 2003. Т. 1 С. 137-140.
9. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловые континентальные вулканогенные пояса и рифты Охотско-Чукотской магматической провинции // Сб.: Вулканизм и геодинамика. II Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург. 2003. С. 94-99.
10. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Геохронология магматических комплексов и руд Буяндино-Сугойской рудоконцентрирующей площади (Северо-Восток России) // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики: В 3-х т. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 3. С. 140-144.

11. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.

12. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Опыт применения изотопно-геохронологических методов при стратиграфическом расчленении наземных вулканогенных толщ // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. 2004. Т. IV. С. 261-262.

13. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Буяндино-Сугойская рудоконцентрирующая площадь: уникальный металлогенический ареал Северо-Востока России (возраст магматических комплексов и руд) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23. № 1. С. 3-19.

14. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Геолого-геохронологическая модель меловых континентальных вулканических тощ Охотско-Чукотской магматической провинции (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24. № 1. С. 25-44.

15. *Жуланова И.Л., Русакова Т.Б.* Гранитоидные комплексы в складчатых зонах мезозойского к югу от Омолонского срединного массива: возраст и тектоника // Наука Северо-Востока России – начало века: материалы Всероссийской научной конференции. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. С. 82-86.

16. *Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н.* Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука. 2007. 358с.

17. *Русакова Т.Б.* Меловой вулканизм Северо-Восточного Приохотья: новые данные // Вулканизм и геодинамика. Материалы III всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ. 2006. С. 305-309.

18. *Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б.* Геолого-геохронологическая корреляция эндогенных событий в истории Колымы и Чукотки как инструмент разрешения дискуссионных вопросов тектоники // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: мат-лы Всеросс. конф. с международным участием, посвящ. памяти Л.М. Парфенова, Хабаровск, 11-16 июня 2007 г. С. 191-195.

19. *Русакова Т.Б.* Изотопный возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: дискуссионные вопросы // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб. 2009. С. 130-134.

20. *Жуланова И.Л., Котляр И.Н., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Полимодальные гистограммы изотопных датировок как термально-возрастные спектрограммы // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб. 2009. С. 189-192.

21. *Kotlyar I.N. & Rusakova T.B.* Stratigraphy of non-marine sediments of Cretaceous in the Ochotsk-Chukchi volcanic province // Cretaceous Continental Margin of East Asia: stratigraphy, sedimentation and tectonics: Fourth Symposium of IGCP 434. Khabarovsk: Russian Academy of Science, 2002. P. 62-63.

Автореферат

РУСАКОВА Татьяна Борисовна

МЕЛОВОЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИОХОТЬЯ:
ГЕОЛОГО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Подписано к печати XX.XX.2009 г. Формат 60 x 84/16. Бумага «Люкс»
Гарнитура «Таймс». Усл. п. л. 1,86. Уч.-изд. л. 2,71. Тираж . Заказ .

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
658000, г. Магадан, ул. Портовая, 16

Отпечатано с оригинала-макета в МПО СВНЦ ДВО РАН.
685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16