

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ
ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЪЯАНЫ

БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL
INSTITUTE

GEOLOGICAL
INSTITUTE



БҮГД НАЙРАМДАХ
МОНГОЛ АРД УЛСЫН
МАГМАТИЗМ
БА МЕТАЛЛОГЕНИ

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бүтээл, цуврал 4

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

*Н. С. Зайцев, БНМАУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч-гишуун Б. Лувсанданзан,
академич В. В. Меннер, Т. Г. Павлова,
академич А. В. Пейве, П. П. Тимофеев, О. Төмөртоого,
академич А. Л. Яншин*

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ

Н. А. Маринов

1 9 7 1

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР

МОСКВА

МАГМАТИЗМ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
МОНГОЛЬСКОЙ
НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 4

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н. С. Зайцев, чл.-корр. АН МНР *Б. Лувсанданзан*,
академик *В. В. Меннер*, *Т. Г. Павлова*,
академик *А. В. Пейве*, *П. П. Тимофеев*, *О. Томортогоо*,
академик *А. Л. Яншин*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

Н. А. Маринов

1 9 7 1

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

MAGMATISM AND METALLOGENY
OF THE MONGOLIAN
PEOPLE'S REPUBLIC

THE JOINT
SOVIET-MONGOLIN
SCIENTIFIC RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

TRANSACTIONS, VOL. 4

EDITORIAL BOARD:

N. S. Zaitsev, Correspondent member of the MPR Academy of Sciences
B. Luwsandansan,
Academician *V. V. Menner*, *T. G. Pavlova*,
Academician *A. V. Peive*, *P. P. Timofeev*, *O. Tumurtogoo*,
Academician *A. L. Yanshin*

RESPONSIBLE EDITOR
N. A. Marinov

Сборник состоит из двух разделов. Первый раздел содержит подробную характеристику магматических пород, развитых на территории МНР, второй посвящен описанию металлогении. В этом разделе дается новая схема металлогенического районирования Монголии, в основу которой положены современные представления о тектоническом строении, особенностях и эволюции магматизма; приводится описание выделенных металлогенических провинций. Статьи других авторов конкретно характеризуют интрузивные и эффузивные образования Монголии.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем сборнике помещены статьи, содержащие новейшие данные по магматизму и металлогении территории Монголии, полученные за последние 3—4 года.

Сборник начинается большой работой Р. А. Хасина, посвященной характеристике основных черт эволюции магматизма страны, составленной на основании многолетних личных исследований автора, а также обобщения материалов других исследователей. Анализ всех этих данных позволил ему прийти к выводу, что эволюция магматизма в истории геологического развития территории Монголии обусловлена омоложением возраста складчатых сооружений, происходящего с севера (от Сибирской платформы) на юг (к Китайской платформе), существованием геосинклинальных прогибов, отличающихся различной историей своего развития, сложными процессами эволюции магматических расплавов, наложением процессов разновозрастной тектонической активизации на более древние складчатые системы. Подобная характеристика магматизма для территории Монголии дается впервые.

В статьях Ю. А. Борзаковского и Э. В. Михайлова освещается интрузивный магматизм Юго-Восточной и Северо-Восточной Монголии. Для каждого из названных районов разработаны новые возрастные схемы магматизма и выделены ранее неизвестные интрузивные комплексы.

Вторая часть сборника посвящена вопросам металлогении Монголии. Она начинается большим очерком металлогении страны, составленным Ю. А. Борзаковским, В. Н. Выдриным, Н. А. Мариновым, Р. А. Хасиным и Б. А. Яковлевым. В нем излагаются основные принципы, положенные в основу минералогического районирования ее территории, и приводится достаточно подробное описание шести выделенных металлогенических провинций. При характеристике каждой провинции приводятся основные закономерности размещения полезных ископаемых, формационные особенности и генетические связи оруденения с определенными интрузивными комплексами, выделены главнейшие металлогенические эпохи и этапы, отмечена роль глубинных и других разрывных нарушений в локализации и размещении оруденения и на основе всех этих данных высказаны соображения о перспективности поисков на территории Монголии таких важных месторождений полезных ископаемых, как олово, вольфрам, молибден, флюорит, золото, медь, свинец, железо, фосфориты и других.

В статье В. А. Благодравова, А. Д. Каленова и А. Е. Шаболовского рассматривается интересная проблема, посвященная поискам ртутного оруденения на территории Монголии. Авторы пришли к заключению, что перспективным районом на обнаружение коренного оруденения ртути является крайняя северо-восточная часть страны.

В статье С. И. Мормиля и А. Тэгшила освещаются перспективы золотоносности некоторых речных долин Западной Монголии, а в статье Э. В. Михайлова и А. Е. Шаболовского — рудоконтролирующее значение поперечных и диагональных разломов Восточной и Центральной Монголии.

В целом сборник представляет существенный вклад в познание магматизма и металлогении страны. Он также будет полезным при решении различных проблем металлогении на сопредельных с нею территориях Советского Союза и Китая.

Н. А. Маринов

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА МОНГОЛИИ

Территория Монгольской Народной Республики занимает центральное положение в системе тектонических структур Центрально-Азиатского складчатого пояса, охватывая обширное пространство почти от крайнего выступа Сибирской платформы на севере и несколько не достигая широтно простирающегося северного ограничения Северо-Китайской платформы на юге. Этот отрезок складчатого пояса, включающий складчатые сооружения разного времени стабилизации, в формировании и пространственном размещении которых выявляется строгая закономерность, представляет исключительный интерес для изучения эволюции магматизма в связи с развитием геосинклинальных систем различного типа, а также в связи с проявлением сложных и многообразных процессов тектономагматической активизации.

Проведенные в последние годы под руководством автора тематические исследования, в которых принимали участие В. А. Амантов, Ю. А. Борзаковский, И. И. Волчек, Б. Лувсанданзан, П. С. Матросов, Э. В. Михайлов и О. Д. Суетенко, как и значительные по объему геологосъемочные работы, выполненные большим коллективом геологов под руководством Л. П. Зоненшайна, доставили обширные новые материалы, позволяющие нарисовать общую картину эволюции магматизма Монголии. До последнего времени в опубликованных работах освещались лишь вопросы интрузивного магматизма отдельных более или менее крупных областей (Амантов, Матросов, 1963; Амантов и др., 1966; Бобров, 1962; Бобров и др., 1963; Волочкович, Леонтьев, 1964; Иванов, 1953а, б; Иванов и др., 1953; Каленов, 1958, 1961; Лувсанданзан, 1963, 1966а, б; Лувсанданзан, Хасин, 1966; Хасин, 1947, 1966; Хасин, Храпов, 1965).

На сравнительно небольшой площади северной части страны, обнимающей отроги нагорья Сангилен, Западное и Восточное Прихубсугулье, располагаются структурные элементы, составляющие крайнее юго-западное продолжение байкальских складчатых сооружений обрамления Сибирской платформы: Восточного Саяна и Хамар-Дабана. Вместе с прилегающими структурами Юго-Восточной Тувы они получили название Тувино-Монгольского массива. В северо-западной и центральной частях страны развиты ранние и поздние каледониды. Первые, составляющие складчатую систему, названную Северо-Монгольской, образуют южное продолжение разновозрастных структур Тувы и Западного Забайкалья. На восток раннекаледонские структурные элементы переходят в структуры Центрально-Монгольской геантиклинальной системы, сливающейся с Аргуньским массивом (Урулжунгуйской зоной) Восточного Забайкалья. Поздние каледониды крайнего северо-запада Монголии, образующие Монгольско-Алтайскую систему, служат непосредственным продолжением складчатых сооружений Горного Алтая и частично Западного Саяна.

С юга каледонские структуры Монголии срезаются ранними герцинидами Южно-Монгольской системы, составляющими связующее звено между структурами того же возраста Обь-Зайсанской системы на западе и Большого Хингана на востоке.

Позднегерцинские складчатые структуры страны принадлежат двум системам: Монголо-Амурской (Монголо-Забайкальской) и Внутренне-Монгольской. В первой из них главная складчатость проявилась в конце карбона, а во второй — в раннем триасе. Монголо-Амурская система охватывает складчатые сооружения Центральной и Северо-Восточной Монголии (главным образом восточную часть нагорья Хангай и Хэнтэй), составляющих зону затухания Монголо-Охотской складчатой области, в понимании В. А. Амантова и Л. И. Красного (Геологическое строение... , 1966). Эта часть Монголо-Амурской системы получила в литературе название Хангай-Хэнтэйской зоны (Амантов, Матросов, 1961; Амантов и др., 1967). Внутренне-Монгольская система включает лишь крайний юг страны, большая же ее часть находится в пределах Северного Китая, где она с юга ограничена байкальским складчатым обрамлением Северо-Китайской платформы — «Осью Внутренней Монголии» (Основы тектоники Китая, 1962).

Границами перечисленных разновозрастных складчатых систем во всех случаях являются глубинные разломы, часто сопровождающиеся офиолитовыми поясами. К их числу относятся Хангайский, Байнгольско-Тамиргольский, Байнхонгорский, Среднегобийско-Ононский, Цаганшибэтинский, Ихэбогдинско-Ундуршилинский и др. Монгольско-Алтайская, Северо-Монгольская, Монголо-Амурская и Центрально-Монгольская системы объединяются в Северный мегаблок, а Южно-Монгольская и Внутренне-Монгольская — в Южный мегаблок. Схемы тектонического районирования Монголии приведены в совместной работе В. А. Амантова и других (1967) и в книге «Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики» (1970).

Приводимая ниже схема развития магматизма и систематики магматических формаций складчатых систем Монголии разработаны совместно с Ю. А. Борзаковским.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

По распределению выступов древнего основания проявления протерозойского магматизма и литогенеза удается установить в двух областях. Одна из них располагалась в северной половине страны, намечая собой продолжение геосинклинальной области Южной Сибири, которая обрамляла Сибирскую платформу. Другая составляла подобное обрамление Северо-Китайской платформы и достигала восточного сектора Южно-Монгольской системы. Указанные области, по-видимому, разделялись пространством, соответствующим Гобийско-Хинганской зоне последней из названных выше систем (Зоненшайн, 1970).

Наиболее древние продукты эффузивного магматизма принимают участие в сложении нижнего гнейсово-сланцевого комплекса верхнего протерозоя. Они представлены горизонтами и пачками амфиболитов, амфиболовых, пироксен-амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев, местами ассоциирующих с рассланцованными зеленокаменно-измененными эффузивами основного и среднего, значительно реже, кислого состава. Такая ассоциация пород распространена в Тувино-Монгольском массиве, в Сонгинском, Тарбагатайском и Бутулиннуринском выступах, в Северо- и Южно-Керуленской зонах.

В середине позднего протерозоя интенсивность вулканизма в Тувино-Монгольском массиве резко ослабла. Здесь среди существенно карбонатных толщ встречаются лишь единичные маломощные прослои амфиболитов и амфиболовых ортосланцев. В более южных и восточных районах Северо-Монгольской и на территории Центрально-Монгольской систем такого типа породы достаточно широко распространены в составе среднего комплекса верхнего протерозоя.

В конце позднего протерозоя вулканизм снова усилился. По присутствию зеленокаменно-измененных пород типа спилитов и диабазов можно судить, что он носил геосинклинальный характер и локализовался в прогибах, выполненных зеленосланцевыми отложениями. Такие прогибы располагались в пределах Тувино-Монгольского массива (Шишхидский, Окинский прогибы и др.), а также по периферии Северо-Монгольской (в частности, в Озерной зоне) и Центрально-Монгольской систем. Крупный прогиб, в котором фиксируется менее интенсивный начальный вулканизм, располагался на месте Монголо-Амурской системы. Здесь в сложении вулканогенно-терригенной серии нерасчлененного верхнего протерозоя — нижнего кембрия, выступающего в краевых и поперечных поднятиях, развиты вулканисты спилито-диабазового, а выше по разрезу — спилито-кератофинового ряда.

В областях поднятий (Тарбагатайский, Сонгинский и другие выступы, осевая часть Центрально-Монгольской зоны) синхронный вулканизм и седиментация не проявлялись или были сильно редуцированы, либо, как, например, в Средне-Гобийской зоне, слабый липаритовый вулканизм сопровождал формирование кремнисто-карбонатной толщи. В Монгольско-Алтайской системе выходы протерозойских образований неизвестны. Однако существование здесь протерозойского цоколя, не выведенного на поверхность, с магматитами, близкими развитым в смежных районах Северо-Монгольской системы и Алтае-Саянской области, можно предполагать достаточно уверенно.

В Юго-Восточной Монголии вулканическая деятельность в начале и середине позднего протерозоя, видимо, мало отличалась от вулканизма этого времени северных районов страны. Напротив, спилито-диабазовый вулканизм зеленосланцевых прогибов конца позднего протерозоя этих районов не имеет аналогов на юге. Здесь магматическая деятельность к этому времени почти полностью прекратилась. Только в Центрально-Тотошанском выступе в составе карбонатной толщи верхнего протерозоя — венда установлено присутствие мощных горизонтов фельзитов и альбитофиров, аналогичных известным в Среднегобийской зоне.

Позднепротерозойский плутонический магматизм представлен главным образом гранитоидными интрузиями, распространенными в Тувино-Монгольском массиве и в более мелких выступах байкальского фундамента: Сонгинском, Бутулиннуринском и др. Лишь в названном массиве, кроме того, встречаются небольшие тела верхнепротерозойских гипербазитов — аналогов ильчирского комплекса Восточного Саяна.

Формирование гранитоидов происходило после накопления среднего комплекса верхнего протерозоя и в более ограниченных масштабах (главным образом в Тувино-Монгольском массиве) в результате предвездских тектонических движений. К числу основных черт протерозойского гранитоидного магматизма, характерных для всех районов его проявления, относятся следующие: резкое колебание размеров массивов и преимущественно конкордантное соотношение их с региональными структурами; нечеткие расплывчатые ограничения массивов, сопровождающихся зонами контаминации, мигматизации и общей гранитизации; колебание состава пород от лейкократовых гранитов до гранодиоритов и реже диоритов при господствующем распространении биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитов; региональное огнейсование, бластез и катаклиз пород; отсутствие меланократовых даек при обилии пегматитов и аплитов, присутствие граната и турмалина в качестве типоморфных минералов как самих гранитоидов, так и их жильных производных.

Протерозойские гранитоиды по сумме признаков наиболее близки к батолитовой формации гранитного или пестрого составов, по Ю. А. Кузнецову (1964), хотя размеры массивов очень часто невелики и не отве-

чают привычному представлению о батолитах. Лучше подобную формуцию именовать мигматит-гранитовой, как это предлагает Д. С. Харкевич.

Аналогами наиболее древних гранитоидных интрузий Северо-Западной Монголии являются лейкократовые и двуслюдяные граниты эрзинского комплекса Восточной Тувы и, возможно, частью саянского комплекса Восточного Саяна. Подобные протерозойские интрузии известны и в более восточных районах Советского Союза, на продолжении структурных элементов Центральной и Северо-Восточной Монголии: в Хамар-Дабане, Заганском хребте и Приаргунье (Нагибина, 1963; Тихомиров и др., 1964; Геологическое строение СССР, т. III, ч. 1, 1968).

На сопредельной территории Китая выделяется комплекс досинийских катаклазированных и огнейсованных гранитов Дунгэр, являющихся, видимо, аналогом протерозойских гранитоидов Южной Монголии (Основы тектоники Китая, 1962; Ли Пу, 1965).

ВЕНДСКО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Магматизм этого этапа проявился весьма неравномерно и разнообразно, свидетельствуя о достаточно резкой и дробной дифференциации монгольской части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Мощные проявления подводного вулканизма относятся к венду—раннему кембрию, т. е. к начальным этапам развития раннекаледонских геосинклинальных прогибов, главным образом Северо-Западной Монголии, где некоторые из них (Озерная зона) наследовали аналогичный вулканизм позднего протерозоя. Вулканиды принадлежат спилито-диабазовой, морской андезито-дацитовой, отчасти спилито-кератофировой формациям. Наиболее интенсивный вендско-раннекембрийский начальный вулканизм повышенной основности характерен для шовных (приразломных) и интрагеосинклинальных (Озерная, отчасти Джидинская зоны) раннекаледонских прогибов, в которых он сопровождался формированием мелких субвулканических интрузий габбро-диорит-диабазовой и, возможно, габбро-плагиогранитовой, формаций. В позитивных структурах (Идэрская и Тарято-Селенгинская зоны) происходило накопление преимущественно продуктов извержения среднего и кислого составов в ассоциации с нормально-осадочными, нередко карбонатными образованиями.

В раннекаледонских структурных элементах востока страны, за исключением зон Керуленско-Северогобийского и Ихэбогдинско-Ундуршиллинского шовных прогибов, эффузивный магматизм, по-видимому, проявлялся относительно локально и по составу был близок вулканизму позитивных зон Северо-Западной Монголии.

В Тувино-Монгольском массиве преимущественно кислые и средние лавы и пирокласты, возможно частью субаэральные, известны только в Прихубсугульском внешнем (регенерированном) прогибе, где они залегают в основании вендско-нижнекембрийской сорхойской карбонатной свиты. Близкий характер имеют вулканиды Цаганоломской зоны.

В Монгольско-Алтайской и Монголо-Амурской геосинклинальных системах эффузивный магматизм в течение рассматриваемого этапа отличался крайней редуцированностью, сопровождая лишь в зонах конседиментационных разломов господствующее терригенное и кремнисто-терригенное осадконакопление. При этом наибольшей активности вулканизм достигал в венде—раннем кембрии. В Монгольско-Алтайской системе зеленокаменные эффузивы спилито-диабазового типа указанного возраста в виде узких тектонических клиньев приурочены в Цаганшибэтинскому, Байримскому, Толбонурскому и Кобдинскому разломам. В Монголо-Амурской системе отдельные горизонты их встречаются в составе верх-

непротерозойско-нижнекембрийской и в низах разреза нижнепалеозойской терригенных серий.

Во второй половине кембрия и ордовике на большей части территории Северного мегаблока вулканическая деятельность почти полностью прекратилась. Только в области сочленения Монгольско-Алтайской системы с Озерной зоной Северо-Монгольской системы в полосе, контролируемой Цаганшибэтинским разломом, в среднем кембрии проявлялся андезито-базальтовый вулканизм. Продукты морского андезито-дацитового, местами липаритового вулканизма фиксируются среди ордовикских геосинклинальных терригенных отложений Хархиринской зоны Монгольского Алтая.

На востоке страны горизонты кислых эффузивов и туфов отмечены в отложениях того же возраста Тэбшинширинского регенерированного прогиба и в составе условно нижнепалеозойской вулканогенной молассы бассейна среднего течения р. Керулен.

На юге Монголии достоверные проявления кембрийского эффузивного магматизма неизвестны. Однако, по мнению Ю. А. Борзаковского и О. Д. Суетенко, формирование мощных вулканогенно-осадочных геосинклинальных толщ, относимых к ордовику, очевидно, началось здесь еще в кембрийское время. Они распространены преимущественно в южной Гобитяньшаньско-Нукутдабанской геоантиклинальной и северной Гобиалтайско-Сухэбаторской краевой зонах Южно-Монгольской системы. Эффузивы представлены обычно зеленокаменно-измененными, нередко рассланцованными базальтовыми и андезитовыми порфиритами, диабазами и спилитами. Они тесно ассоциируют с кремнисто-глинистыми сланцами, туфогенными и граувакковыми песчаниками, формируя мощные зеленокаменно-сланцевые и вулканогенно-граувакковые серии. Объем вулканогенного материала в них сильно уменьшается в западном направлении, особенно к западу от Онгингольского поперечного разлома, так что в Гобийском Алтае и особенно в Гобийском Тянь-Шане горизонты измененных основных и средних эффузивов участвуют в сложении существенно терригенных толщ. Резкое уменьшение роли вулканитов отмечается также в северной части Сухэбаторского блока, где по мере приближения к Центрально-Монгольской системе они полностью вытесняются из разреза. Среди терригенных отложений сохраняются лишь маломощные горизонты кислых лав и пирокластов.

Раннепалеозойский интрузивный магматизм проявлялся исключительно в Северном мегаблоке, главным образом в пределах Северо-Монгольской и Центрально-Монгольской систем. На площади Монгольско-Алтайской и Монголо-Амурской систем интрузии нижнего палеозоя имеют сравнительно ограниченное распространение. К раннему—среднему кембрию относится внедрение пород ультраосновного и основного состава дзабханского комплекса. Они локализируются в зонах глубинных разломов, чем обусловлено линейное расположение трещинных массивов в виде поясов, одновременно контролирующих распространение вулканитов спилито-диабазового ряда. Этим же определяется их обычная приуроченность к сочленению различных структурно-формационных зон раннекаледонской геосинклинали, а также последней в целом с системами более длительного развития.

Кембрийские гипербазитовые пояса Монголии имеют связь с подобными поясами сопредельных областей. Дзабханский, Цаганшибэтинский, Толбонурский и Кобдинский пояса Западной Монголии образуют продолжение соответственно Южно-Тувинского, Западно-Тувинского, Теректинского и Курайского поясов Тувы, Западного Саяна и Горного Алтая (Беззубцев, Волчек, 1963). Аргынгольский пояс, образующий северную ветвь Хангайского (Хан-Хухэйского), продолжается в Джидинский пояс

Западного Забайкалья, вместе с которым они отделяют байкальские структуры Хамар-Дабана и Тувино-Монгольского массива от раннекаледонского Джидинского прогиба. Сравнительно слабо выраженный Северо-байско-Ононский пояс прослеживается на северо-восток в зоне Шилка-Агинского глубинного разлома в Восточном Забайкалье, а Керуленский и Ундуршилинский сопряжены с глубинными разломами, находящимися на юго-западном продолжении соответственно Приаргунского и Далай-норского разломов, для которых проявления гипербазитов не указываются.

Кембрийские ультраосновные породы Монголии относятся к гипербазитовой формации, весьма близкой к такой же формации Алтае-Саянской области, где она широко известна и подробно описана многими исследователями под названием актовракского комплекса (Пинус, 1961, 1965; Пинус и др., 1958). Габброидные образования, формировавшиеся несколько позже гипербазитов, почти всегда сопровождающие последние и составляющие элемент единых с ними офиолитовых поясов, слагают, как правило, массивы столь же небольших размеров, как и ультраосновные породы.

Значительно более широко распространены нижнепалеозойские гранитоидные интрузии, объединяемые в тохтогеншильский комплекс на западе и керуленский на востоке страны. В пределах байкальских и раннекаледонских структур Центральной и Северо-Западной Монголии первый из них участвует в формировании обширного и весьма протяженного, длительно развивавшегося Центрально-Монгольского гранитоидного пояса. Он охватывает полукольцом тупиково оканчивающуюся Хангай-Хэнтэйскую зону Монголо-Амурской складчатой системы и имеет свое продолжение в Туве, Западном и Центральном Забайкалье, составляя южное звено огромного Южно-Сибирского пояса (Зоненшайн, 1967; Зоненшайн, Кудрявцев, 1960). Наиболее крупные (площадь до 2—2,5 тыс. км²) интрузии тохтогеншильского комплекса слагают значительные части Идэрской, Джидинской и Тарято-Селенгинской зон, а также Сонгинского выступа байкальского фундамента. На востоке страны в структурах восточной половины Центрально-Монгольской системы главная масса нижнепалеозойских интрузий керуленского комплекса располагается преимущественно вдоль Ундуршилинского и Керуленского шовных прогибов, Дэлгирского, Ононского и Ульдзинского глубинных разломов.

В Хангай-Хэнтэйской структурной зоне нижнепалеозойские интрузии отчетливо приурочены к краевым или поперечным поднятиям. Здесь они контролируются, соответственно, пограничными с каледонским складчатым обрамлением глубинными разломами или перпендикулярными по отношению к ним разломами северо-западного простирания, обусловившими формирование поперечных поднятий.

По петрографическим, петрохимическим и другим особенностям нижнепалеозойские интрузивные образования весьма пестры. Средне-верхнекембрийские интрузии тохтогеншильского комплекса Северо-Западной Монголии, являющиеся полным аналогом таннуольского комплекса Восточной Тувы (Иванова, 1963) и джидинского комплекса Западного Забайкалья (Тихомиров и др., 1964), достаточно уверенно можно отнести к диорит-гранодиоритовой, частично габбро-диорит-гранодиоритовой (в Озерной зоне) формациям. Наиболее типична для этих интрузий значительная вариация состава при господстве пород гранодиоритового, кварц-диоритового и существенно плагиогранитового типов, пересыщенных глиноземом и богатым натрием; широкое развитие мезократовых разновидностей; многофазность формирования (от габбро и даже пироксенитов в первой фазе до гранодиоритов и гранитов в поздней); частое проявление процессов контаминации и гибридизма; умеренная интен-

сивность ороговикования в приконтактных зонах и ограниченное распространение дайковых образований.

Керуленский интрузивный комплекс Восточной Монголии менее однороден по своей формационной принадлежности, что, по-видимому, отражает присутствие в его составе разновозрастных элементов. Он несет частично черты габбро-диорит-гранодиоритовой, частично же гранит-гранодиоритовой формаций. Первая группа пород керуленского комплекса близка к образованиям тохтогеншильского комплекса. В своем распространении она тяготеет к шовным прогибам и пограничным глубинным разломам.

К гранит-гранодиоритовой формации, особенно широко развитой в Северо-Керуленской и Средне-Гобийской зонах, относятся многочисленные, часто крупные массивы, сложенные главным образом гранодиоритами и гранитами. Для них характерно широкое проявление позднего калиевого метасоматоза, преобладание биотита в составе темноцветных минералов, присутствие двуслюдяных разновидностей. Местами отмечаются гнейсовидные текстуры, гибридные фации эндоконтактов, фельдшпатизация и мигматизация в экзоконтактных ореолах. В состав керуленского комплекса с определенной долей условности часто включаются также лейкократовые и субщелочные существенно калишпатовые граниты, которые, возможно, принадлежат более юному самостоятельному ордовикскому комплексу, близкому к гранит-граносиенитовой или гранитовой формациям. На территории Восточного Забайкалья, куда продолжают структуры Центрально-Монгольской системы, возрастным и формационным аналогом керуленского комплекса служит урулюнгуйский комплекс Приаргунья (Нагибина, 1963; Тихомиров и др., 1964).

Большая часть нижнепалеозойских интрузий Хангай-Хэнтэйской зоны относится к гранит-гранодиоритовой, меньшая — к мигматит-гранитовой формациям. Последняя, отвечающая наиболее глубинной фации, приурочена к Восточно-Хангайскому поперечному и Западно-Хангайскому крайнему поднятиям.

Скорее всего раннепалеозойское гранитообразование в Монголо-Амурской системе было длительным и, начавшись во второй половине кембрия более или менее одновременно с массовым внедрением интрузий в Северо-Монгольской системе, закончилось в ордовике или в силуре в связи с каледонскими движениями. На это указывают полученные в последние годы А. Кампе, В. Готтесманом и другими немецкими геологами определения абсолютного возраста гранитоидов Северо-Западного Хэнтэя и Юго-Западного Хангая, составляющие 520 ± 20 — 410 ± 20 млн. лет.

Интрузивный магматизм второй половины ордовика, связанный с ранними стадиями каледонской складчатости, проявился частично в крайних геантиклинальных поднятиях Монгольско-Алтайской системы.

В Цаганшибэтинской зоне известны умеренных размеров массивы биотитовых, существенно плагиоклазовых, заметно катаклазированных и гнейсовидных гранитов и гранодиоритов, абсолютный возраст которых, по единичным определениям, полученным С. П. Гавриловой и В. Г. Хрюкиным, составляет 456 млн. лет (Тургэнульский массив). Далее на север гранитоиды такого типа прослеживаются на территории Юго-Западной Тувы в хребтах Монгун-Тайга, Чихачева и особенно широко в Шапшальском (Иванова, 1963).

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

В среднем палеозое территория Монголии представляла собой область разнообразной магматической деятельности, особенности которой отражают углубление ее тектонической дифференциации. Принципиаль-

ное различие в магматизме Северного и Южного мегаблоков при этом сохранилось. В Северном мегаблоке в течение рассматриваемого этапа вулканическая деятельность проявилась достаточно интенсивно в первой половине девона. На девон приходится также массовое внедрение гранитоидных интрузий. На западе страны оно началось еще в силуре и закончилось лишь в раннем карбоне. По особенностям магматизма складчатые системы Северного мегаблока существенно различаются между собой.

Эффузивный магматизм на всем пространстве этого мегаблока в силурийский период был выражен крайне слабо. Продукты вулканизма в виде отдельных маломощных горизонтов липаритовых порфиров и их туфов встречаются в молассоидной толще венлока Прикеруленского регенерированного прогиба на востоке страны и в составе нижнесилурийской морской молассы на западе — в пределах Озерной зоны в Чигиртайской мульде. Примесь туфогенного и кремнистого материала отмечается в терригенных отложениях того же возраста в южной части Хархиринской зоны.

Во второй половине силура, в связи с интенсивными каледонскими движениями, в Монгольско-Алтайской системе произошло формирование раннеорогенных гранитоидных интрузий кобдинского комплекса. Они локализируются исключительно в пределах восточной части Хархиринской зоны, пространственно тяготея к Цаганшибэтинскому разлому, вдоль которого образуют весьма протяженную цепочку. Массивы средних и крупных размеров обычно резко вытянуты в северо-западном или субмеридиональном направлениях согласно с общим простираем структур.

Господствующие породы массивов — средне- крупнозернистые порфировидные гранодиориты, биотитовые существенно плагиоклазовые граниты и адамеллиты, значительно реже встречаются плагиограниты, тоналиты, кварцевые диориты и диориты. Наиболее основные разновидности этих пород составляют контаминированную фацию эндоконтакта, а иногда раннюю фазу, присутствуя в виде крупных ксенолитов среди гранитов. Для гранитоидов кобдинского комплекса весьма характерна пнейсовидная текстура и во многих случаях интенсивный наложенный калиевый метасоматоз, связанный с воздействием девонских субщелочных гранитов, контакты с которыми часто постепенны. Преимущественно терригенные вмещающие породы среднего — верхнего кембрия, ордовика и иногда венлока в экзоконтактовых зонах массивов часто интенсивно фельдшпатизированы, мигматизированы и превращены в кристаллические сланцы. Абсолютный возраст гранодиоритов Алтанхухэйского массива — 413—426 млн. лет, а метасоматически измененных разновидностей — 307—362 млн. лет (лаборатория ГЕОХИ АН СССР, данные С. П. Гавриловой и В. Г. Хрюкина).

По совокупности признаков интрузии кобдинского комплекса относятся нами к гранит-гранодиоритовой формации. Их возрастным и формационным аналогом являются гранитоиды большепорожского комплекса Западного Саяна и синхронные им массивы Горного Алтая (Геологическое строение СССР, т. III, ч. 1, 1968).

Девон был периодом резкого оживления магматической активности. В связи с дифференцированными блоковыми движениями, главным образом в раннем девоне и эйфельском веке и лишь местами в течение всего девона, проявлялся интенсивный субсеквентный вулканизм. Он был приурочен к многочисленным межгорным впадинам и сопровождался континентальным или прибрежно-морским молассобразованием. Вулканизм такого типа охватил многие районы Монгольско-Алтайской, Северо-Монгольской и Центрально-Монгольской систем (ослабевая в восточном секторе последней), а также северные геантиклинальные поднятия Хангай-Хэнтэйской зоны Монголо-Амурской системы.

Повсеместно вулканыты характеризуются пестрым составом с выраженной тенденцией их раскисления вверх по разрезам, а также различным количественным соотношением лавовых и пирокластических производных, отвечая обычно андезит-липаритовой или липаритовой формациям. Нередко эти две формации замещают одна другую по вертикали и латерали. Но все же можно отметить, что в наиболее устойчивых структурах, таких как Тувино-Монгольский массив, Идэрская и Северо-Ке-руленская зоны, чаще господствуют кислые эффузивы и туфы. В сложенности многочисленных мульдových структур, расположенных на севере Монгольско-Алтайской зоны, сложенных эйфельскими и реже живетско-франскими грубообломочными осадочно-вулканогенными толщами, широко распространены лавы, лавобрекчи и туфы липаритового, реже трахилипаритового состава. В северной части Делюно-Сагсайского прогиба развиты андезит-липаритовые вулканыты нижнего девона — эйфеля при некотором покислении их состава по мере удаления от ограничивающих прогиб разломов. В южной части Делюно-Сагсайского прогиба эта типично орогенная формация, по данным А. Б. Дергунова, замещается кремнисто-вулканогенно-терригенными, а в Ачитнурской впадине — туфогенно-терригенными отложениями геосинклинального типа, содержащими отдельные горизонты андезит-дацитовых и липаритовых лав. В полосе, тяготеющей к Цаганшибэтинскому разлому и Хан-Хухэйской шовной зоне, наряду с эффузивами среднего и кислого состава широко распространены базальтоиды, так что развитая здесь вулканогенная толща эйфеля, реже нижнего девона, принадлежит базальт-андезит-липаритовой формации. Такого же состава лавы локально встречаются среди отложений живета в Озерной зоне, в отложениях нижнего — среднего девона на севере и верхнего девона на западе Средне-Гобийской зоны.

Существенно отличался от описанного субсеквентного вулканизма девонский вулканизм внутренних прогибов Монголо-Амурской системы и Прикеруленского регенерированного прогиба, где он проявился сравнительно слабо. Здесь в составе мощных песчано-алевролитовых геосинклинальных толщ нижнего — среднего или нижнего девона встречаются лишь редкие горизонты и пачки зеленокаменно-измененных андезитовых и дацитовых порфиритов и их туфов. В Хангай-Хэнтэйской зоне с ними ассоциируют линзы и горизонты яшмоидов, а в Прикеруленском прогибе — субвулканические тела габбро-диабазов и габбро-диоритов.

Нижний — средний девон был также временем формирования огромных масс полистадийных малоглубинных интрузий гранит-граносиенитовой формации, развитых главным образом в Северо-Западной Монголии и несомненно комагматичных близко одновозрастным эффузивам. В Северо-Монгольской системе они выделяются в качестве тэсского (или нумургинского) комплекса (абсолютный возраст 347—369 млн. лет), существенно «нарастившего» Центрально-Монгольский интрузивный пояс, в Монгольско-Алтайской системе — хархирийского (абсолютный возраст 362—388 млн. лет), а в Центрально-Монгольской — цаганундурского комплексов. Общими особенностями этих комплексов являются: длительность и многофазность становления в условиях малых глубин; присутствие наряду с массивами батолитовых размеров, по-видимому, плитообразной формы небольших трещинных интрузий; господство в их сложении лейкократовых и биотитовых гранитоидов субщелочного и нормального состава; появление нередко на поздних стадиях формирования массивов щелочных гранитов; широкое проявление процессов автометасоматоза (особенно микроклинизации) при отсутствии сколько-нибудь значительных проявлений ассимиляции и гибридизма; слабый контактовый метаморфизм; широкое развитие дайковых пород кислого состава; пространственная и генетическая ассоциация с эффузивными

образованиями андезит-липаритовой и липаритовой формаций нижнего девона — эйфеля.

Как известно, гранитоиды рассмотренного выше типа широко распространены на смежной территории Алтае-Саянской складчатой области. Здесь возрастными и формационными аналогами тэсского и хархиринаского комплексов служат бреньский и сютхольский комплексы, занимающие такое же положение в эволюции тектонических структур и магматизма тувинских каледонид (Иванова, 1959; 1961; Геология СССР, т. XXIX, ч. 1, 1966; Амантов и др., 1966; Дергунов, 1967).

В наиболее консолидированном Тувино-Монгольском массиве последние стадии девонского магматизма сопровождались внедрением мелких тел разнообразных щелочных и ультращелочных пород, принадлежащих формации щелочных и нефелиновых сиенитов. Они развиты в Западном Прихубсугулье и Восточной Туве, составляя сангиленский комплекс единой провинции щелочных пород (Лувсанданзан, Хасин, 1966; Павленко и др., 1969).

В упоминавшейся уже выше узкой полосе, контролирующей Цаганшибэтинским разломом, и в юго-западной окраине Тувинского межгорного прогиба часто в ассоциации с ниже-среднедевонскими базальт-андезит-липаритовыми вулканитами развиты цепочки линейно вытянутых трещинных массивов урюкнурского комплекса монцитит-граносиенитовой формации. Формирование их началось в девоне и, по-видимому, продолжалось до раннего карбона включительно. На территории Юго-Западной Тувы интрузии такого типа описаны в составе баянкольского и торгалыкского комплексов (Кривенко, 1965; Кривенко, Павлов, 1963).

С складчатыми и восходящими движениями самого конца девона связано замыкание Делюно-Сагсайского регенерированного прогиба. К этому же времени относится становление второго поколения (если не считать ограниченно развитые ордовикские интрузии) батолитовых интрузий Монгольско-Алтайской системы — алтайского комплекса гранит-гранодиоритовой формации. В отличие от силурийского (кобдинского) комплекса массивы позднедевонских гранитоидов характеризуются более выдержанным составом, незначительной ролью контаминированных меланократовых и гнейсовидных фаций зоны эндоконтакта, развитием в апикальных и краевых частях массивов существенно мусковитовых и турмалиновых, часто гранатосодержащих разновидностей гранитов. По ряду петрохимических и геологических признаков интрузии алтайского комплекса весьма близки к выделенной Э. П. Изохом (1965) формации высокоглиноземистых гранитов. Гранитоиды, подобные объединяемым в алтайский комплекс, широко распространены в различных структурно-формационных зонах Горного Алтая, где их возраст определяется одними исследователями как девонский, другими как позднедевонский — раннекаменноугольный или даже верхнепалеозойский (Нехорошев, 1966; Дергунов, 1967).

В восточной части страны девонский интрузивный магматизм, как и эффузивный, выразился весьма ограниченно. В раннем девоне сформировались межпластовые и дайковые тела габброидов в Прикеруленском прогибе, а после его замыкания — довольно крупные массивы гранитоидов цаганудурского комплекса, развитые главным образом в Северо-Керуленской зоне. Небольшие единичные массивы существенно калиевых гранитов, граносиенитов и сиенитов, близкие гранитоидам этого комплекса, известны также на юге Южно-Керуленской, на крайнем западе и востоке Средне-Гобийской зон, а более значительные — в северном геоантиклинальном поднятии Хангай-Хэнтэйской зоны (Харинский массив).

К раннекаменноугольной эпохе магматическая активность на всей территории складчатых систем Северного мегаблока сильно ослабла.

Локальные проявления субаэрального липаритового вулканизма, сопровождающего накопление грубообломочных моласс, известны в пределах Южно-Керуленской зоны (Харайракская мульда) и в полосе, тяготеющей к южному флангу Цаганшибэтинского разлома на западе страны. На севере Хархиринской зоны в составе нижнекарбоневой туфогенно-осадочной толщи описаны базальтовые порфириты, фельзитовые порфиры и их туфы.

Единичные маломощные прослои зеленокаменно-измененных вулкаников андезито-дацитового состава, а также горизонты туфоконгломератов, кремнистых туфов и яшм отмечаются среди нижнекаменноугольных геосинклинальных отложений внутренних прогибов Монголо-Амурской системы. Объем их по сравнению с терригенными образованиями ничтожен.

Нижнекарбоневые интрузии, помимо урюкнурского комплекса длительного формирования, известны только в Монгольском Алтае. В их числе выделяется толбонурский комплекс субвулканических трещинных массивов лейкократовых гранитов и граносиенитов (близких по составу гранитоидам хархиринского комплекса), а также самостоятельные малые интрузии габбро-диабазов, диабазовых и диоритовых порфиритов, микрогаббро и пород лампрофирового типа, группирующиеся в протяженные пояса или рои вдоль главнейших разломов.

В складчатых системах Южного мегаблока, в отличие от преимущественно субсеквентного магматизма Северного мегаблока, в течение среднего палеозоя резко господствовал геосинклинальный магматизм главным образом в эффузивной форме. Только в Гобитяньшанско-Нукутдабанской геоантиклинальной зоне довольно широко распространены раннеорогенные силурийские и девонские интрузии.

В пространственном размещении различных продуктов среднепалеозойского магматизма и интенсивности его проявления отчетливо выражена продольная (широтная) и поперечная (меридиональная) зональность. Широтная зональность выражена в разновременности окончания начального вулканизма в различных продольных зонах Южно-Монгольской системы и наиболее раннем проявлении гранитоидного магматизма и субсеквентного вулканизма в Гобитяньшанско-Нукутдабанской геоантиклинальной зоне. Меридиональная зональность проявляется в уменьшении интенсивности или полном затухании эффузивной деятельности и общем поокислении продуктов извержения в восточном направлении, к востоку от Онгингольского поперечного разлома.

В северной Гобиялтайско-Сухэбаторской зоне Южно-Монгольской системы вулканиды спилито-диабазовой формации участвуют в сложении мощных вулканогенно-кремнисто-сланцевых толщ нижнего и верхнего силура, развитых в западной Гобиялтайской части зоны (районы сомонов Баян-Лэг и Мандал-Обо). К раннему девону вулканизм здесь резко ослаб, так что в карбонатных и терригенных отложениях этой эпохи встречаются лишь единичные горизонты средних и кислых эффузивов. В Сухэбаторской зоне к востоку от Онгингольского разлома сравнительно слабые проявления морского андезит-дацитового или липаритового вулканизма сопровождали господствующее здесь в течение всего силура и девона терригенно-карбонатное и терригенное осадконакопление.

В Гобийско-Хинганской зоне, на всем ее протяжении, интенсивный подводный вулканизм, выраженный широким развитием основных, реже средних эффузивов в составе зеленокаменно-сланцевых толщ, фиксируется со второй половины силура, унаследованно он продолжался с некоторыми изменениями в девоне. Наиболее мощные очаги позднесилурийского магматизма располагались в Гурбансайханском и Сайншандинском прогибах, где развиты существенно вулканогенные накопления. На востоке, в Халхингольском прогибе, количество вулкаников заметно

уменьшается при этом в составе вулканогенно-осадочных толщ, наряду с спилитами и диабазами присутствуют кислые эффузивы. В раннем девоне общий характер продуктов вулканической деятельности в Гобийско-Хинганской зоне, особенно в ее западном секторе, не изменился, хотя местами в верхах разрезов появляются кислые разности эффузивов и намечается переход от спилито-диабазовой к спилито-кератофировой формации. Вулканизм второй половины девона отличался значительно меньшей интенсивностью. Обычно более или менее мощные горизонты базальтовых и андезитовых порфиритов, реже спилитов, а местами и дацитов участвуют в сложении вулканогенно-граувакковой, вулканогенно- и терригенно-кремнистых серий. Только на крайнем западе в Барунхурайском прогибе роль вулканитов в составе средне-верхнедевонской свиты является еще доминирующей.

В раннем карбоне вулканическая деятельность в Гобийско-Хинганской зоне была еще достаточно напряженной, проявляясь неравномерно и порой одновременно в различных ее частях, заметно ослабевая, как и в девоне, на крайнем востоке. По данным Ю. А. Борзаковского, П. С. Матросова, О. Д. Суетенко и других, в одних прогибах (Барунхурайский, Гурбансайханский) максимум вулканической активности приходился на турнейский век, в других (Эдэргэнинуринский) — на визе-намюрское время. Состав вулканитов, изобилующих пирокластическими производными и ассоциирующихся с морскими туфогенно-осадочными, часто граувакковыми отложениями, иногда с горизонтами яшмовидов и гравелитов, отвечает андезит-дацитовый, местами андезит-базальтовый формациям.

Подводный геосинклинальный вулканизм силурийского периода, принципиально не отличающийся от вулканизма смежных районов Гобийско-Ханганской зоны, был характерен также для западной части южной — Гобитяньшаньско-Нукутдабанской — геоантиклинальной зоны: Гобийского Тянь-Шаня и Барунцохинского прогиба. По-видимому, он распространялся и на Солонкерскую зону Внутренне-Монгольской системы, где силурийские вулканогенно-осадочные образования выделяются, правда, условно. На востоке Гобитяньшаньско-Нукутдабанской зоны синхронный вулканизм не проявлялся.

Последующее развитие этой зоны и прилегающих к ней с юга Барунцохинского и Тототшаньского блоков существенно отличалось от развития располагающейся севернее остальной территории Южно-Монгольской системы. Это было обусловлено особенностями каледонских тектонических движений, широко проявившихся только на юге рассматриваемой области и сопровождавшихся здесь в силуре и девоне интрузивным магматизмом, о чем подробнее будет сказано ниже. Девонский (скорее всего раннедевонский) вулканизм на обширном пространстве, охваченном каледонскими движениями, за исключением хр. Нукут-Дабан, проявлялся весьма интенсивно в субаэральных условиях. Состав вулканитов отличается большой пестротой и отвечает наземной базальт-андезит-липаритовой формации. Только в хр. Тото-Шань и северной периферической части Внутренне-Монгольской системы они замещаются морской вулканогенно-осадочной толщей, в которой мощные горизонты кислых эффузивов участвуют в сложении терригенно-карбонатной толщи нижнего девона.

В раннем карбоне существенно вулканогенные толщи наземных эффузивов и пирокластов смешанного состава (от базальтов до липаритов) при некотором покислении их в верхних частях разрезов накапливались на востоке Гобийского Тянь-Шаня и на западе Уланульской зоны. В других районах господствовало терригенное осадконакопление.

Резко отличался раннекаменноугольный вулканизм Солонкерского прогиба Внутренне-Монгольской системы. Здесь к этому времени при-

урочено начало нового геосинклинального цикла, ознаменовавшегося проявлением начального вулканизма. Это фиксируется залеганием в пачках верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной серии пачек спилитов, диабазов, иногда андезитовых порфиритов, ассоциирующих с кремнистыми и терригенными породами.

Среднепалеозойский интрузивный магматизм Южного мегаблока в сравнении с магматизмом Северного мегаблока достаточно своеобразен. Прежде всего следует указать, что во всех зонах, где развиты вулканы спилит-диабазовой, андезит-базальтовой или спилит-кератофировой формаций различных стратиграфических уровней, как правило, наблюдаются сопровождающие их послонные или секущие субвулканические тела габбро-диорит-диабазовой, значительно реже мелкие массивы габбро-плагиигранитовой формаций (Гурбансайханский прогиб).

Одной из важных особенностей интрузивного магматизма Южно-Монгольской системы является приуроченность к ней многочисленных, хотя и мелких, массивов ультраосновных и основных пород гипербазитовой формации, составляющих гобийский комплекс. Главная масса таких массивов локализуется в осевой части Гобийско-Хинганской зоны, где они формируют Гобийский пояс, протяженностью более 900 км, продолжением которого на западе служит Чарский пояс Обь-Зайсанской складчатой системы (Хасин, Храпов, 1965; Нехорошев, 1967). Второй более короткий (100 км) Баянлэгский пояс, выявленный работами А. К. Уфлянда и М. В. Чехович, расположен в Гобийском Алтае и контролируется Заалтайским глубинным разломом. Отдельные тела гипербазитов известны в Гобийском Тянь-Шане, в Барунхурайской зоне и других районах.

Внедрение гипербазитов в верхний структурный ярус происходило, по видимому, многократно. Время наиболее позднего перемещения их определяется залеганием гипербазитовых тел в краевой Гобийской зоне, среди вулканогенно-осадочных толщ силура и девона, а в Гобийско-Хинганской зоне — девона и нижнего карбона. При этом гипербазиты далеко не повсеместно ассоциируют с зеленокаменно-измененными начальными вулканидами. В ряде случаев они локализуются в вулканогенных толщах андезитового и андезит-дацитового состава, терригенных, а иногда и карбонатных отложениях, имея во всех случаях тектонические соотношения с вмещающими породами.

Как уже указывалось, интрузивный магматизм, сопровождавший каледонские тектонические движения, достаточно интенсивно проявился в Южном мегаблоке только на территории, расположенной к югу от Гобийско-Хинганской зоны. Формирование интрузий происходило главным образом в девоне и лишь на крайнем востоке — в хр. Нукут-Дабан — в силуре.

Площадь массивов весьма разнообразна. Наряду с крупными плутонами площадью более 1000 км² часто встречаются средних и мелких размеров трещинные тела.

По данным Ю. А. Борзаковского, среди девонских интрузий выделяются две ассоциации пород. Одна из них, представленная количественно господствующими плагноклазовыми разностями гранитоидов, а также небольшими телами габброидов и диоритов ранней фазы, составляет хатунбулакский комплекс диорит-гранодиоритовой формации. Массивы этого комплекса распространены на северо-востоке Уланульского блока и в хр. Тото-Шань, не проявляя пространственной связи с девонской вулканогенной толщей. Такой же ассоциацией пород характеризуются силурийские интрузии хр. Нукут-Дабан, абсолютный возраст которых 419—435 млн. лет (Бобров и др., 1963).

Вторая ассоциация пород, отвечающая монзонит-граносиенитовой формации, объединяется в цагансубургинский комплекс (абсолютный воз-

раст 395 млн. лет; Бобров и др., 1963). Он развит в юго-западной части Уланульского блока, в Барунцохинском блоке и Гобийском Тянь-Шане, т. е. в структурах, где проявился девонский базальт-андезит-липаритовый вулканизм.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

В позднем палеозое магматическая деятельность на значительной территории Монголии выражалась весьма интенсивно. По масштабам и типу магматических проявлений позднепалеозойского этапа могут быть выделены шесть областей, границы которых не повсеместно совпадают с границами складчатых систем. К числу таких областей относятся Северо-Западная Монголия, Монголо-Амурская система и ее западное обрамление, Селенгинская область, Северо-Восточная Монголия, Южно-Монгольская система, Внутренне-Монгольская система:

Огромная территория Северо-Западной Монголии, охватывающая Монгольско-Алтайскую и большую западную часть Северо-Монгольской систем, в течение позднего палеозоя представляла собой область, в которой магматическая деятельность почти не проявлялась. Следы липаритового вулканизма в виде отдельных прослоев кислых эффузивов и туфов среди континентальных, местами угленосных, моласс среднего — верхнего карбона известны в единичных пунктах: в мульдовых структурах на севере Озерной зоны и в некоторых грабенах, приуроченных к Цаганшибэтинскому разлому. Изолированные небольшие поля пермских кислых и средних вулканитов встречаются в северной части Идэрской зоны, в Сонгинском выступе и Южном Прихубсугулье.

Верхнепалеозойские интрузии в пределах рассматриваемой области выделяются лишь на крайнем юго-западе Монгольского Алтая, куда из смежной Южно-Монгольской системы «проникают» гранитоиды индертинского пермского комплекса.

В Монголо-Амурской системе и раннекаледонских структурах ее западного обрамления, подвергшихся активизации, позднепалеозойский магматизм проявлялся главным образом в интрузивной и сравнительно ограниченно в эффузивной формах. При этом только во внутренних остаточных прогибах вулканическая деятельность протекала в субаквальных условиях. Единичные маломощные покровы андезитовых и дацитовых порфиритов и прослои туффов известны в составе средне-верхнекарбонных терригенных отложений верхов хангайской серии. Несколько более распространены преимущественно кислые вулканиты в отложениях нижней перми, тяготеющих к центральным частям Хангайского прогиба. Субаэральный вулканизм этого же времени весьма локально проявлялся в Хэнтэе. В обрамлении Хангай-Хэнтэйской зоны позднепалеозойский вулканизм имел исключительно наземный характер. Наиболее значительное поле андезитовых, андезит-дацитовых и частично липаритовых лав и пирокластов среднего — верхнего карбона слагает верхнюю часть разреза крупной Буцаганской мульды. Юго-восточнее вулканиты андезит-липаритового состава принимают участие в сложении нижнепермской континентальной молассы.

Формирование многочисленных, часто весьма крупных преимущественно гранитоидных интрузий в рассматриваемой области было длительным и происходило на протяжении позднего карбона и перми. Оно было связано с периодом главной складчатости и восходящими инверсионными движениями в Хангай-Хэнтэйской зоне. Эти движения сопровождались сопряженной тектонической активизацией (Красный, 1964; Ицксон и др., 1967) смежных структурных элементов раннекаледонской стабилизации, в которых происходило массовое гранитообразование.

Наиболее ранние интрузии представлены главным образом мезократовыми гранитоидами при резко подчиненной роли пород габбро-диоритового ряда, составляющих фацию эндоконтакта или принадлежащих производным самостоятельной первой фазы. Такого типа сходные по составу, хотя и неидентичные, интрузии выделены В. И. Гольденбергом, А. К. Уфляндом, Н. Н. Херасковым и другими в качестве тарбагатайского верхнекарбонowego и хангайского нижнепермского комплексов. Абсолютный возраст первого из них, по данным указанных исследователей, а также А. С. Павленко, — 284—295 млн. лет, а второго — 260—295 млн. лет. Скорее всего оба эти комплекса близки по времени формирования. Более поздние, но также пермские лейкократовые и субщелочные гранитоиды выделяются в шараусгольский комплекс. Абсолютный возраст их — 243—260 млн. лет. Массивы тарбагатайского комплекса диорит-гранодиоритовой и шараусгольского гранит-граносиенитовой формаций проявляют четкую структурную приуроченность, располагаясь главным образом в складчатой раннекаледонской раме Хангайского прогиба. Они охватывают этот прогиб полукольцом с севера, запада и юга, следуя ограничивающим его разломам и составляя здесь важный элемент Центрально-Монгольского гранитоидного пояса.

Массивы хангайского комплекса гранит-гранодиоритовой формации локализованы в Хангай-Хэнтэйской зоне (предпочтительно в краевых и поперечных поднятиях) и прослеживаются в Даурскую зону Забайкалья, где они ранее включались в триасовый кыринский комплекс (Тихомиров и др., 1964), а в последнее время выделяются в качестве самостоятельного верхнепалеозойского асинского комплекса. В отличие от аллохтонных интрузий тарбагатайского комплекса большая часть массивов хангайского комплекса, в частности наиболее крупные из них, представляют собой автохтонные батолитовые плутоны, обнаруживающие набор признаков, свидетельствующих о ведущей роли в их формировании процессов магматического замещения.

Селенгинская область позднепалеозойского магматизма охватывает территорию Северной Монголии, главным образом бассейн рек Орхона и Селенги. Она составляет северное обрамление Хангай-Хэнтэйской зоны. Средне-верхнекарбоневые вулканогенные образования, как и интрузии, в пределах Селенгинской области практически отсутствуют. Только в верхней части разреза терригенных молассоидных отложений Орхонского регенерированного прогиба, включающих башкирский ярус среднего карбона, известны редкие маломощные горизонты туфов и туффитов кислого и среднего состава.

Резкое усиление субэкрального эффузивного магматизма на севере Монголии приходится на пермский период. В это время начал формироваться Селегинский вулканический пояс, который протягивается в пределах страны в субширотном направлении примерно на 800 км при ширине 100—250 км, смыкаясь на востоке с Западно-Забайкальским вулканическим поясом (Комаров, Хренов, 1964). Мощные очаги вулканизма контролировались системами разломов северо-восточно-субширотного и северо-западно-субмеридионального простираний. При этом зона массовых извержений, по-видимому, ограничилась с востока Орхонским разломом, и лишь вдоль широтного Хангайского разлома отдельные вулканические очаги проникали далеко на запад.

В результате пермского вулканизма, в континентальных условиях происходило накопление многокилометровой фашиально невыдержанной вулканогенной (местами вулканогенно-осадочной) серии базальт-андезит-липаритовой формации. Строение этой серии (в составе которой преобладают вулканы среднего и кислого состава) позволяет наметить два крупных ритма усиления эффузивного магматизма: ранне- и позднепермский, разделенные временем, отвечающим формированию туфогенной толщи вер-

хов нижней—низов верхней перми. В восточной части вулканического пояса возрастной диапазон верхней вулканогенной толщи, очевидно, несколько меняется. Здесь она включает, помимо поздней перми, элементы триаса, составляя продолжение алентуйской и, частично, тамирской свит, развитых в Малханском хребте Западного Забайкалья (Киселев, Салтыковский, 1967; Соловьев, 1968; Комаров, 1970).

В тесной пространственной и комагматичной связи с пермской вулканогенной серией, составляя с ней вулcano-плутоническую ассоциацию, находится селенгинский интрузивный комплекс монцонит-граносиенитовой формации. Этот комплекс представлен небольшими штокообразными и дайкообразными трещинными телами или крупными (на поверхности выхода) межпластовыми массивами, размещение которых контролируется Селенгинским разломом и оперяющими его разрывными нарушениями. Для массивов комплекса характерны гипабиссальные или субвулканические условия формирования, многофазность, весьма пестрый состав и разнообразие текстурно-структурных особенностей слагающих их пород: монцонитов, диорит-монцонитов, сиенитов, граносиенитов, гранитов, лейкократовых и субщелочных гранитов, порфировых разновидностей различных гранитоидов.

На всей территории Северо-Восточной Монголии, охватывающей Среднегобийскую, Южно- и Северо-Керуленскую зоны Центрально-Монгольской системы, позднепалеозойский магматизм проявился весьма широко, как в эффузивной, так и интрузивной формах.

Интенсивная позднепалеозойская вулканическая деятельность, преимущественно субаэрального типа, начавшаяся в некоторых районах в среднем карбоне и продолжавшаяся до начала поздней перми включительно, распространилась на обширную территорию и привела к формированию мощной вулканогенной серии — нижнего структурного яруса Восточно-Монгольского вулканического пояса. Он протягивается в субширотном направлении более чем на 1000 км при ширине от 150 до 350 км, прослеживаясь на восток в Советское и Китайское Приаргунье, а на запад — до Долиноозерской впадины. Далее на запад продолжение вулканического пояса намечается по полям верхнепалеозойских эффузивов, развитым локально в восточной части Байдарикской зоны и слагающим Буцаганскую мульду. К северу, за пределами пояса, вулканы встречаются лишь в виде редких горизонтов в составе молассовых отложений Предхэнтэйского межгорного прогиба.

Состав и продолжительность формирования верхнепалеозойской вулканической серии в различных частях вулканического пояса не одинаковы. Как правило, широко распространены пестрые невыдержанные толщи средних, кислых, местами основных и субщелочных лав, сочетающихся с разнообразными туфами, туфолавами, туфобрекчиями и игнимбритами. В западной части пояса их накопление происходило в интервале средний карбон—ранняя пермь, а в центральной области охватывало в основном только раннюю пермь. По составу вулканы отвечают здесь наземной базальт-андезит-липаритовой формации. На востоке пояса, где проявление вулканической деятельности приходится на раннюю и начало поздней перми, преобладают ассоциации пород липаритовой и андезит-липаритовой формаций, особенно изобилующие пирокластическими производными, а местами и субвулканическими экстрезивными образованиями.

Подávляющая масса верхнепалеозойских интрузий Северо-Восточной Монголии принадлежит разнообразным гранитоидам. Породы габбро-диоритового состава резко подчинены. В Северо- и Южно-Керуленской зонах выделяются карбоновый цэнхиргольский и более широко развитый пермский ульзагольский интрузивные комплексы, а в Среднегобийской зоне — Мандалгобийская интрузивная серия, формирова-

ние которой началось в конце карбона, но преимущественно происходило в ранней перми. Все эти верхнепалеозойские интрузии слагают многофазные массивы площадью от десятков до многих сотен квадратных километров. Размещение их, как правило, контролируется системами разломов северо-восточного, субширотного и северо-западного направлений или узлами пересечения таких разломов, что обуславливает удлиненную или неправильную в плане форму массивов.

Цэнхиргольский комплекс (абсолютный возраст 300—318 млн. лет; данные В. А. Благодравова, В. А. Боброва и С. М. Калимулина) представлен резко преобладающими умереннокислыми существенно плагиоклазовыми гранитоидами при незначительной роли габброидов и диоритов ранней фазы и лейкократовых гранитов завершающей фазы. Этот комплекс принадлежит диорит-гранодиоритовой формации. На смежной территории Восточного Забайкалья ему соответствуют кручининский (тайнинский) и газимурский комплексы (Тихомиров и др., 1964). Массивы ульдзагольского комплекса (абсолютный возраст 230—270 млн. лет; данные В. А. Благодравова и В. А. Боброва) сложены существенно калишпатовыми, часто субщелочными гранитоидами, сформировавшимися в гипабиссальных условиях, и относятся к гранит-граносиенитовой формации. В Восточном Забайкалье подобные интрузии выделяются в верхнеундинский комплекс (Тихомиров и др., 1964). Мандалгобийская интрузивная серия имеет разнообразный состав. Ранние члены этой серии близки монцонит-граносиенитовой, а поздние гранит-граносиенитовой формациям.

Важно отметить, что интрузии мандалгобийской серии и ульдзагольского комплекса проявляют тесную пространственную и комагматическую связь с близкоодновременными вулканитами, в толщах которых они локализируются, тогда как для массивов цэнхиргольского комплекса такая связь не устанавливается.

На обширной территории Южно-Монгольской системы, испытавшей складчатые движения в конце визе, а в некоторых прогибах в намюре, и полностью вступившей в орогенный этап своего развития в позднем палеозое, магматическая деятельность была весьма многообразной. Субэральный эффузивный магматизм особенно большой активности достигал в наиболее стабильной Гобитяньшаньско-Нукутдабанской геоантиклинальной зоне (исключая хр. Нукут-Дабан), в которой проявились интенсивные каледонские движения и девонский интрузивный магматизм. Здесь крупные поля пермокарбонных образований составляют Южно-Монгольский вулканический пояс. Он протягивается в широтном направлении более чем на 1400 км при ширине от 60 до 140 км, уходя на западе и востоке за пределы страны. Почти повсеместно преобладают породы среднего и кислого составов наземной андезит-дацитовый или андезит-липаритовой формации. Местами, в частности в Уланульском блоке, не редки также основные и субщелочные разновидности. Весьма характерно обилие пирокластических производных, в некоторых районах в разрезах вулканогенных толщ широко развиты туфогенно-осадочные породы. Основной объем этих фациально невыдержанных толщ принадлежит среднему—верхнему карбону, при этом на западном фланге пояса они несогласно залегают на нижнекарбонных терригенных отложениях, а в более восточных его частях (на востоке Гобийского Тянь-Шаня и в Уланульском блоке) отмечается унаследованное накопление средне-верхнекарбонных и нижнекарбонных вулканитов в единых прогибах без видимого перерыва и несогласия.

Вулканическая активность на территории Южно-Монгольского пояса продолжалась и в пермский период, особенно на его восточном фланге, где сформировались существенно вулканогенные толщи, сложенные эффузивами и пирокластами средне-основного, кислого и субщелочного

составов, отвечающие трахиандезит-базальт-липаритовой формации. К северу от вулканического пояса в течение позднего палеозоя наземный вулканизм проявляется более ограниченно на относительно небольших площадях. В среднем и позднем карбоне вулканическая деятельность локализовалась только в пределах Гобийско-Хинганской зоны, а в перми она распространилась и на северную Гобиалтайско-Сухэбаторскую зону. При этом намечается похолодание во времени продуктов извержения, увеличение роли субщелочных эффузивов, а также объема пирокластических производных и туфогенно-осадочных пород в сложении весьма пестрых и невыдержанных по составу толщ. В целом можно говорить о вертикальной, а иногда и латеральной смене наземных базальт-андезит-липаритовой и липаритовой формаций. К югу от Южно-Монгольского пояса верхнепалеозойские наземные эффузивно-пирокластические накопления фациально замещаются прибрежно-морскими вулканогенно-осадочными толщами среднего карбона — нижней перми, выполняющими ряд крупных регенерированных прогибов в Барунцохинском и Тотошаньском блоках. Здесь горизонты и пакки лав, туфолав и количественно подчиненных им туфов, переслаивающиеся с туфогенно-терригенными отложениями и рифогенными известняками, характеризуются смешанным базальт-андезит-липаритовым составом.

Позднепалеозойский интрузивный магматизм проявился в Южной Монголии весьма широко и разнообразно. В настоящее время в этой части страны выделяются две возрастные группы интрузий: карбоновая и пермская. Каждая из них, по данным Ю. А. Борзаковского, включает в себя ряд комплексов, отличающихся формационной принадлежностью и определенной структурной приуроченностью. Во всех случаях отмечается полистадийное формирование отдельных комплексов с направленным изменением состава пород от средне-основных к кислым и субщелочным. Ю. А. Борзаковский выявил поперечную и продольную зональности в локализации позднепалеозойских интрузий различного состава, во многом согласующуюся с особенностями более ранних этапов развития отдельных структурно-формационных зон и, в частности, с основными чертами предшествовавшего вулканизма.

Карбоновые интрузии (частично включающие, по-видимому, и раннекарбоновые) пользуются наибольшим распространением. Они неизвестны только в Барунцохинском и Тотошаньском блоках. Размещение многочисленных, обычно многофазных массивов площадью от десятков до нескольких тысяч квадратных километров подчиняется системе крупных разломов, направление которых совпадает с генеральным простираем главных структурных элементов Южной Монголии.

В пределах Гобиалтайско-Сухэбаторской зоны, где девонский вулканизм был весьма сильно редуцирован, а каменноугольный совершенно не проявлялся, развиты интрузии гранит-гранодиоритовой, местами (в Гобийском Алтае) мигматит-гранитовой формаций. В западном секторе названной зоны они выделяются в гобийский, а на востоке — в мататский комплексы. Абсолютный возраст последнего — 315 млн. лет (данные Ю. А. Борзаковского).

На территории Гобийско-Хинганской зоны каменноугольные интрузии отличаются наибольшей основностью. Они сложены преимущественно мезократовыми гранитоидами, наряду с которыми широко распространены породы габбро-диоритового или габбро-монцонитового ряда. На западе, в Барунхурайском прогибе, по-видимому, в комагматичной связи с карбоновыми вулканиками базальт-андезит-липаритового ряда распространены многочисленные массивы, сложенные пестрой гаммой пород габбро-монцонит-граносиенитовой формации, составляющей барунхурайский комплекс (абсолютный возраст по единичным определениям 280 млн. лет; Матросов и др., 1966). Значительно менее развиты подобные интрузии

в Гурбансайханском и на западе Сайншандинского прогибов, где они выделяются в мантахский комплекс.

В Эдэргэинуринском и Джунгорском прогибах часто крупные резко удлиненные или неправильной в плане формы массивы составляют заалтайский комплекс габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Формированию этих интрузий предшествовал раннекарбонный андезит-дацитовый вулканизм. Более редкие массивы такого типа, развитые на крайнем востоке, в Халхингольском прогибе, выделяются в одноименный комплекс.

Карбоновые интрузии Гобитяньшаньско-Нукутдабанской зоны во многом повторяют основные черты интрузивного магматизма отдельных отрезков Гобийско-Хинганской зоны, но обычно для них характерна редуцированность наиболее ранних фаз, представленных породами габбро-диоритового ряда при резком господстве пород гранодиоритовой и гранитного состава. В Гобийском Тянь-Шане и Нукут-Дабане интрузии этого возраста (288—333 млн. лет; Бобров и др., 1963) пользуются особенно широким распространением, формируя в ряде случаев сильно удлиненные плутоны площадью в несколько тысяч квадратных километров. Они выделяются соответственно в гобитяньшаньский и нукутдабанский комплексы диорит-гранодиоритовой формации. Первый из них проявляет тесную пространственную связь с наземными карбоновыми вулканогенными толщами андезит-дацитового состава. В центральной части Гобитяньшаньско-Нукутдабанской зоны — в Уланульском блоке — в ассоциации с вулканитами того же возраста, но более пестрого базальт-андезит-липаритового состава, развиты многочисленные средних и крупных размеров массивы, объединяемые в уланбадархинский комплекс монзонит-граносиенитовой формации.

Пермский интрузивный магматизм проявился в Южной Монголии значительно слабее по сравнению с карбоновым, хотя и достаточно интенсивно. К этому времени относится формирование южномонгольского комплекса, пользующегося среди пермских интрузий наибольшим распространением почти во всех зонах. К нему относятся средних размеров массивы и особенно многочисленные мелкие трещинные субвулканические тела, группирующиеся в протяженные цепочки вдоль зон главнейших разломов.

В сложении массивов южномонгольского комплекса господствуют лейкократовые и биотитовые существенно калишпатовые граниты, граносиениты и кварцевые сиениты, а также их порфиоровые аналоги. Сообразно с количественной ролью различных разновидностей гранитоидов обособляются две ассоциации, отвечающие гранит-лейкократовой и гранит-граносиенитовой формациям. Последняя, местами (зона Булганского разлома) включающая в себя мелкие тела щелочных гранитов, часто ассоциирует с пермскими вулканитами андезит-липаритового и липаритового составов.

На крайнем западном фланге Гобиялтайско-Сухэбаторской зоны и в смежной части Монгольско-Алтайской системы пермские умеренно кислые, реже лейкократовые граниты гранодиорит-гранитовой формации слагают ряд средних и крупных массивов, выделяемых в индертинский комплекс, весьма сходный с гранитоидами калбинского комплекса Алтая (Нехорошев, 1966). В Барунцохинском и особенно в Тототаньском блоках, в ассоциации с пермокарбонными базальт-андезит-липаритовыми эффузивами развиты небольшие трещинные и весьма крупные массивы пестрых по составу пород, объединяемых в байримобинскую серию. Ранние члены ее отвечают монзонит-граносиенитовой, а поздние — гранит-граносиенитовой формациям. Абсолютный возраст пород составляет 282—290 млн. лет (данные Ю. А. Борзаковского и А. С. Перфильева). В пределах Уланульского блока и реже в крайних восточных отрогах Гобийского Тянь-Шаня, наряду с мелкими и средних размеров трещин-

ными телами лейкократовых и субщелочных, редко нормальных биотитовых гранитов, встречаются массивы щелочных гранитов площадью до 1000 км² и в единичных случаях небольшие штоки нефелиновых сиенитов. Все эти интрузии выделяются в ханбогдинский комплекс гранит-щелочногранитовой формации. Абсолютный возраст щелочных пород Ханбогдинского массива — 260—280 млн. лет (данные В. И. Коваленко и М. И. Кузьмина). Интересно отметить, что некоторые из таких массивов ассоциируют с пермскими наземными эффузивами трахиандезит-базальт-липаритовой формации.

Позднепалеозойский магматизм Внутренне-Монгольской системы резко отличался от магматизма, проявлявшегося в это время во всех других областях страны. На территории Солонкерского прогиба в течение всего карбона и перми вулканическая деятельность протекала в геосинклинальных условиях, обусловив накопление мощной вулканогенно-осадочной серии. Нижняя ее часть отвечает спилит-диабазовой формации. В верхней же части вулканы основного состава количественно подчинены более кислым разностям: андезитовым и андезит-дацитовым порфиритам, альбитофирам и липаритовым порфиритам. В северной краевой зоне Внутренне-Монгольской системы начальный вулканизм был сильно редуцирован, уступая место господствовавшему здесь терригенному осадконакоплению.

К осевой, сильно раздробленной зоне Солонкерского прогиба приурочены многочисленные иногда довольно крупные массивы гипербазитов и сопровождающие их более мелкие тела габброидов солонкерского комплекса. Они формируют пояс субширотного простирания, прослеживающийся на территории Монголии на 60 км и продолжающийся в смежные районы Китая (Хасин, Храпов, 1965). Время наиболее позднего внедрения гипербазитов определяется их залеганием исключительно среди верхнепермских вулканогенно-осадочных образований, с которыми они имеют тектонические соотношения.

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Развитие магматизма на территории Монголии в раннем мезозое (триасе и большей части юрского периода) происходило на фоне широко проявившихся процессов тектонической активизации, охвативших только восточные и центральные районы страны. В пределах сводовых поднятий магматизм выразился почти исключительно в интрузивной форме, а в сопряженных с ними относительно опущенных зонах дифференцированных блоковых движений — в вулканоплутонической форме, наследуя развитие вулканических поясов, формирование которых началось еще в позднем палеозое.

По особенностям магматизма раннемезозойского этапа могут быть выделены следующие области: Северо-Западная и Юго-Западная Монголия, Селенгинская область, Монголо-Амурская система и ее южное обрамление, Северо-Восточная Монголия, Юго-Восточная Монголия. Границы этих областей, за исключением первой и последней, близки к выделенным выше для позднепалеозойского этапа.

Огромная область Северо-Западной и Юго-Западной Монголии резко отличается от всей остальной территории страны почти полным отсутствием достоверных проявлений раннемезозойского магматизма. Лишь в северных отрогах Гобийского Алтая в составе нижнеюрской эффузивно-осадочной свиты цэлийн широко распространены лавы и пирокласты базальтового, андезитового, а в верхах разреза и липаритового состава (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963). Можно, однако, предполагать, что в дальнейшем магматические образования мезозойского

возраста будут выявлены в ограниченных масштабах и в других районах страны: на западе Хангайского сводового поднятия, в Баянхонгорской шовной зоне и в Монгольском Алтае. В последнем вероятно обнаружение самостоятельных малых интрузий щелочных базальтоидов и щелочных лампрофиров — аналогов чуйского комплекса сопредельных районов Горного Алтая (Кузнецов и др., 1964; Оболенская, 1967).

Селенгинская область в раннем мезозое составляла северное обрамление Хэнтэйского сводового поднятия и характеризовалась интенсивной магматической деятельностью. Максимальной активности она достигла во второй половине триаса и в начале ранней юры. К этому времени относится формирование вулканоплутонической ассоциации, приуроченной к восточной части Селенгинского пояса и его Желтуринской ветви. Эта ассоциация представлена вулканогенной серией трахиандезит-базальт-липаритовой формации и сложной орхонской интрузивной серией. Последняя состоит из монзонит-граносиенитовой (абсолютный возраст по единичному определению 240 млн. лет; данные Э. В. Михайлова) и несколько более поздней гранит-щелочногранитовой формаций. В отличие от пермской вулканогенной серии в раннемезозойской заметно уменьшается роль взрывных образований, резко господствуют андезит-базальтовые лавы и лавобрекчи с отчетливо повышенной щелочностью и лишь на верхних стратиграфических уровнях появляются кислые элементы названной выше формации. По стратиграфическому положению и составу раннемезозойские вулканогенные накопления могут быть сопоставлены с боргойской и унгуркуйской свитами Западного Забайкалья (Киселев, Салтыковский, 1967; Соловьев, 1968; Комаров, 1970). Аналогами же орхонской интрузивной серии здесь служит пестрая гамма пород от габбро и диоритов до нормальных и щелочных гранитов, выделяемых в несколько последовательно формирующихся комплексов — шарагольский, кударинский, бичурский и куналийский — единой раннемезозойской серии (Козубова, 1967).

К следующей стадии формирования Селенгинского пояса принадлежат пользующиеся сравнительно ограниченным распространением нижне-среднеюрская батцэнгельская вулканогенная свита и, видимо, одновозрастный с ней иуругольский интрузивный комплекс. Формирование батцэнгольской свиты трахибазальтовой или трахибазальт-трахитовой формации, являющейся полным аналогом ичетуйской свиты Западного Забайкалья, было связано с контрастными блоковыми перемещениями и впадинообразованием, в связи с чем она местами сочетается с мощными грубообломочными отложениями, залегающими в ее основании. Излияния же носили преимущественно трещинный характер, при этом в бортовых частях впадин лавы сопровождаются субвулканическими дайковыми телами щелочных базальтов, трахидолеритов и, реже, сиенит-порфиров. Мелкие штокообразные или дайкообразные тела лейкократовых и аляскитовых гранитов и гранит-порфиров иуругольского комплекса — аналогов гуджирского комплекса Западного Забайкалья (Налетов, 1962; Михно, Смолянский, 1964) — пространственно обособлены от синхронных эффузивов, тяготея к позитивным блоковым структурам и контролирующим их поперечным разломам северо-западного простирания.

К югу от Хэнтэйского сводового поднятия в Северо-Восточной Монголии раннемезозойский магматизм развивался во многом аналогично магматизму Селенгинской области, хотя и имеются отличия в составе магматических продуктов. Интенсивный эффузивный и интрузивный магматизм охватывал весь восточный сектор Центрально-Монгольской системы примерно в границах Восточно-Монгольского вулканического пояса. Здесь сформировались триасовые и средне-верхнеюрские вулканогенные серии, каждая из которых сопровождается комагматичным ин-

трузивным комплексом, соответственно бороундурским и хайделгерханским. Кроме того, к средней—поздней юре относится становление вне связи с вулканитами шарахадинского интрузивного комплекса.

Триасовые (главным образом позднетриасовые) субэральные вулканогенные образования наиболее широко развиты в Средне-Гобийской и Южно-Керуленской зонах, тогда как в Северо-Керуленской они пользуются сравнительно ограниченным распространением и нередко фациально замещаются континентальными молассовыми накоплениями, среди которых встречаются лишь отдельные горизонты эффузивов и пирокластов. Вулканогенные толщи триаса характеризуются крайней невыдержанностью и пестротой состава, обилием пирокластических производных (в том числе игнимбритов), широким развитием наряду с породами андезит-дацит-липаритового состава разновидностей с повышенной щелочностью (ряда трахиандезит, трахит — трахилипарит), незначительной ролью базальтоидов. Следует отметить также присутствие большой группы щелочных (агпаитовых) пород пантелеритового типа, близких по химизму к щелочным гранитам бороундурского комплекса.

В целом триасовая вулканогенная серия с определенной долей условности может быть отнесена к трахиандезит-базальт-липаритовой формации, в которой базальтовая ветвь сильно редуцирована. Этим она существенно отличается от раннемезозойской вулканогенной серии Селенгинского пояса, где отмечаются обратные соотношения в количественной роли вулканитов различной основности.

Интрузии бороундурского комплекса триасово-раннеюрского возраста (абсолютный возраст по многочисленным определениям колеблется в интервале 170—235 млн. лет; данные В. А. Боброва, В. И. Коваленко, М. И. Кузьмина и др.) тесно ассоциируют с близкоодновозрастными вулканитами Восточно-Монгольского пояса. Они образуют дискордантные трещинные массивы и пологозалегающие плитообразные тела разнообразных размеров и формы, несущие признаки формирования в условиях малых глубин. Размещение их контролируется системой различно ориентированных разломов (часто северо-западного простирания) или узлами их пересечения, а также мульдовыми структурами. Присутствие в составе комплекса наряду с резко преобладающими лейкократовыми субщелочными гранитами и аляскитами щелочных гранитов, принимающих участие в сложении многофазных массивов или самостоятельных интрузий, позволяет относить этот комплекс к щелочно-гранитовой формации.

Ареал средне-позднеюрского магматизма по сравнению с предшествующим заметно сместился к северо-востоку. В это время сформировалась вулcano-плутоническая ассоциация, формационно близкая триасово-раннеюрской, но все же имеющая свои отличительные черты. В составе трахиандезит-базальт-липаритовой формации второй половины юры базальтоиды повышенной щелочности играют значительную роль, слагая нижние и средние части разрезов вулканогенных толщ. При этом они развиты не повсеместно, а проявляют приуроченность к отдельным крупным блоковым структурам, поперечным по отношению к общему простиранию Восточно-Монгольского пояса, чередуясь с блоками, в которых резко господствуют вулканиты трахилипаритового и липарит-дацитового ряда.

Хайделгерханский интрузивный комплекс (абсолютный возраст по единственным определениям — 130 млн. лет; данные Б. Яничка) — второй элемент вулcano-плутонической ассоциации, — в своем распространении тесно связанный с близко одновозрастными эффузивами, имеет типично субвулканическую природу. Помимо цепочек небольших штокообразных или удлинённых трещинных массивов, площадью в первые десятки километров, он представлен многочисленными дайками, часто группирующи-

мися вдоль контролирующих их разломов в протяженные рои и поля. Состав пород комплекса весьма пестрый: обычно ультракислый и субщелочной. Наряду с гранитоидами, аналогичными развитым в массивах бороундурского комплекса (включая щелочные граниты), широко распространены порфириновые фации: гранит- и сиенит-порфиры, кварцевые порфиры, порфириты, сиенито-диориты, кварцевые альбитофиры, грорудиты. Залегая среди юрских эффузивов, они иногда связаны с ними постепенными переходами, сопровождаясь местами жерловой фацией и представляя собой реликты вулканических аппаратов. В Урулюнгуйской зоне Восточного Забайкалья аналогии хайдэльгерханского комплекса выделяются в урутайской и куйтунский комплексы (Геологическое строение СССР, т. III, ч. 1, 1968).

Вне зон развития средне- позднеюрских вулканогенных образований в позднепротерозойских и палеозойских структурах восточного сектора Центрально-Монгольской системы локализуются интрузии шарахадинского комплекса (абсолютный возраст 131—168 млн. лет; данные А. Д. Каленова, В. И. Коваленко, М. И. Кузьмина, А. С. Павленко). Породами этого комплекса, принадлежащими типичной гранит-лейкогранитовой формации, сложены штокообразные, куполовидные и удлиненные массивы, площадью от первых десятков до первых сотен квадратных километров. Размещение их контролируется разломами северо-восточного и северо-западного направлений. Характерными особенностями этих интрузий, с которыми часто связаны вольфрамовая, олово-вольфрамовая и флюоритовая минерализации, являются гипабиссальные условия формирования, ультракислый состав, присутствие двуслюдяных, мусковитовых и цинвальдитовых разностей, частое проявление процессов альбитизации, грейзенизации и турмалинизации. В Восточном Забайкалье ультракислые граниты, близкие шарахадинским, включаются в состав кукульбейского комплекса (Тихомиров и др., 1964).

Раннемезозойский этап тектонической активизации на территории Монголо-Амурской складчатой системы выразился в формировании Хангайского и Хэнтэйского сводовых поднятий, а также располагавшейся по южной периферии последнего южной ветви Хапчерагинского триасово-раннеюрского регенерированного прогиба, проникавшего сюда из Восточного Забайкалья. В указанной Хангай-Хэнтэйской области, которая располагалась между охарактеризованными выше Селенгинским и Восточно-Монгольским вулканическими поясами, в течение триаса и юры господствовала интрузивная форма магматической деятельности. Проявления наземного трахиандезит-базальт-липаритового вулканизма этого времени отмечаются весьма локально в небольших разобщенных впадинах и грабенах, приуроченных к краям сводов. Несколько полнее выражен раннемезозойский вулканизм только в юго-восточном Хэнтэе и в Агинской зоне в пределах регенерированного прогиба, хотя здесь резко доминировало терригенное осадконакопление. Напротив, интрузивный магматизм охватывал весь Хэнтэйский свод, юго-восточную часть Хангайского свода, а после инверсии и упомянутый прогиб. В относительно ослабленной форме он проявлялся лишь в Агинской части последнего.

Формирование гранитоидных интрузий было растянуто во времени и продолжалось почти непрерывно примерно от второй половины триаса до поздней юры. Имея в виду отчетливо выраженное структурное несогласие между триасово-раннеюрскими и средне- позднеюрскими стратифицированными образованиями, а также учитывая данные абсолютной геохронологии, полученные В. А. Бобровым (Бобров и др., 1963), А. Д. Каленовым (1967), М. И. Кузьминым и В. И. Коваленко (1969), В. А. Благовровым, Э. В. Михайловым, А. С. Павленко и другими, раннемезозойский этап развития магматизма может быть разделен на соответствующие две стадии.

К триасово-раннеюрской стадии активизации относится становление эгиндабинского (191 млн. лет) и жанчублинского (180—220 млн. лет) комплексов, а к средне-позднеюрскому — джаргалантуинского (130—175 млн. лет) и харалгинского (130—154 млн. лет) комплексов.

Верхнетриасовые — раннеюрские интрузии проникают дальше на запад по сравнению с средне-позднеюрскими, отсутствующими в Хангайском сводовом поднятии. Сопоставление ареалов указанных двух возрастных групп гранитоидов выявляет приуроченность более ранних из них (эгиндабинского и жанчублинского комплексов) к формирующимся в это время сводовым поднятиям (соответственно Хангайскому и Хэнтэйскому) и отсутствие их в синхронно развивавшемся раннемезозойском регенерированном прогибе. В пределах последнего становление джаргалантуинского комплекса произошло позже — в средней — поздней юре, т. е. вслед за замыканием прогиба в период вовлечения его в общее поднятие. В располагавшийся к северу от монгольской ветви Халчерангинского прогиба Хэнтэйский свод в это время интродуцировали относительно мелкие трещинные тела харалгинского комплекса, более полно проявленного в Южно-Даурском своде Центрального Забайкалья.

Площадь массивов мезозойских гранитоидов рассматриваемой области колеблется от нескольких квадратных километров до первых сотен квадратных километров. Обычно они представляют собой штокообразные или куполовидные тела округлой или несколько удлиненной в плане формы. Встречаются также интрузии площадью до 1000 км² и более, имеющие характер пологозалегающих плитообразных тел с неправильными очертаниями выходов. Почти все они являются резко дискордантными трещинными интрузиями, часто группирующимися в цепочки северо-западного или северо-восточного простирания вдоль зон проявленных или скрытых разломов.

Эгиндабинский и джаргалантуинский комплексы относятся к гранодиорит-гранитовой, а жанчублинский и харалгинский — к гранит-лейкогранитовой формациям. Общим для всех этих интрузий, весьма важных в металлогеническом отношении, является многостадийность формирования в условиях малых, значительно реже средних глубин; раскисление состава пород от ранних фаз к поздним; широкое развитие (за исключением эгиндабинского комплекса) лейкократовых и ультракислых (аляскитовых) субщелочных гранитов анхиэвтектического состава с повышенным коэффициентом аргантности; частое присутствие среди них двуслюдяных, мусковитовых и цинвальдитовых разновидностей с обильным флюоритом и турмалином; проявление процессов грейзенизации; обилие дайковых пород кислого и ультракислого состава, шлировых и жильных пегматитов с турмалином, гранатом, в редких случаях с бериллом и колумбитом, олово-вольфрамовая, реже редкометаллическая минерализация, а для некоторых разновидностей хрусталеносность.

Специфической чертой эгиндабинского комплекса является его относительная мезократовость и отсутствие ультракислых пород завершающей фазы. Для джаргалантуинского комплекса характерны диоритовые породы с монцитонитовым уклоном, слагающие мелкие редкие тела наиболее ранней фазы (отсутствующие в составе жанчублинского и харалгинского комплексов), при умеренно кислом составе пород количественно господствующей главной фазы и ультракислом завершающей. Харалгинский комплекс целиком образован лейкократовыми и аляскитовыми гранитами.

На территории Центрального и Восточного Забайкалья гранитоиды, весьма близкие выделяемым в Монголии, описываются в составе ряда комплексов средне-позднеюрского или позднеюрского возраста. Харалгинский комплекс Южно-Даурского сводового поднятия, как уже указывалось, непосредственно продолжается в Хэнтэй. Главная масса интрузий

джаргалантуинского и значительная часть жанчублинского комплексов сопоставляется с гранитоидами кукульбейского комплекса, приуроченными к мезозойским прогибам. Резкопорфировидные граниты ряда массивов жанчублинского комплекса являются аналогами амуджикано-сретенского комплекса Пришилкинской зоны, а мезократовые гранитоиды Северо-Восточного Хэнтэя, иногда сопровождающиеся породами диоритового ряда, — кыринского комплекса юго-западной части Халчерангинского прогиба. Массивы джаргалантуинского комплекса хр. Эрэн-Дабан аналогичны гранитоидам цаганолуевского (борщовочного) комплекса. Наконец, некоторые массивы лево- и правобережья р. Ульдзы, для которых характерно присутствие монцонитоидов, по-видимому, составляют элементы шахтаминского комплекса Агинской зоны Восточного Забайкалья (Тихомиров и др., 1964; Геологическое строение СССР, т. III, ч. 1, 1968).

На территории Юго-Восточной Монголии раннемезозойский магматизм был связан с периодом главной складчатости во Внутренне-Монгольской геосинклинальной системе и с последующими орогенными движениями, охватывавшими, кроме того, весь восточный сектор Гобитяньшаньско-Нукутдабанской геоантиклинальной зоны Южно-Монгольской системы. К первой половине триаса относится формирование раннеорогенных интрузий, приуроченных исключительно к Внутренне-Монгольской системе. Среди них Ю. А. Борзаковский выделяет два многофазных комплекса: баянобинский габбро-диорит-гранодиоритовой формации, относительно крупные массивы которого располагаются в краевой зоне этой системы, и хангаобинский габбро-монцит-граносиенитовой формации, представленный немногочисленными мелкими массивами, локализующимися в Солонкерском прогибе.

Значительно шире распространены позднеорогенные верхнетриасово-нижнеюрские интрузии гранит-лейкогранитовой формации, во многом близкие (в том числе и металлогенически) гранитоидам жанчублинского и шарахадинского комплексов более северных районов. В юго-восточной части страны они объединяются в югодзырский и халцзанульский комплексы. Наиболее крупные и многочисленные массивы первого из них выявлены в Нукутдабанской зоне, где они группируются в протяженную цепочку северо-восточного простирания. Абсолютный возраст гранитов югодзырского комплекса 183—220 млн. лет (данные В. А. Боброва и Ю. А. Борзаковского). Небольшие одиночные тела лейкократовых и аляскитовых гранитов, выделяемые в халцзанульский комплекс, развиты на юге Барунцохинского и Тотошаньского блоков и в краевой зоне Внутренне-Монгольской системы. Абсолютный возраст их по единичным определениям — 205—218 млн. лет (данные В. А. Боброва и Ю. А. Борзаковского). Важной чертой интрузий обоих комплексов является их трещинный, гипабиссальный характер, кислый и ультракислый состав, интенсивное проявление постмагматических процессов, в частности грейзенизации, и отсутствие связи с близкоодновозрастными эффузивами. Аналогичные раннемезозойские граниты известны в смежных районах Китая: в Большом Хингане и Внутренней Монголии (Тан Кэ-дун, 1959; Основы тектоники Китая, 1962).

Юрский вулканизм проявился только на крайнем востоке характеризуемой области — в бассейне р. Халхин-Гол, где обширные поля субэвральных кислых и субщелочных эффузивов, игнимбритов и туффитов составляют западное окончание вулканического пояса Большого Хингана. Изолированные центры извержения в это время существовали и в более западных частях хр. Нукут-Дабан, а также в хр. Тото-Шань, в восточных отрогах Гобийского Тянь-Шаня и в пределах Внутренне-Монгольской системы. В тесной пространственной и комагматичной связи с юрскими вулканами находятся небольшие трещинные штоко-

образные и дайкообразные субвулканические тела лейкократовых субщелочных гранитов весьма пестрого состава, аналогичных интрузиям хайдельгерханского комплекса Восточно-Монгольского вулканического пояса.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ И КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Начиная с конца юры, магматическая деятельность на территории Монголии выражалась почти исключительно в эффузивной форме. Отчетливо выделяются два этапа интенсивного вулканизма: позднемезозойский (позднеюрский-раннемеловой) и неотектонический (неоген-четвертичный). В течение же большей части мелового периода, палеогена и раннего неогена эффузивный магматизм проявлялся крайне ограниченно. Единичные горизонты базальтов и трахидолеритов, залегающие среди континентальных отложений, установлены в верхней половине дзунбаинской (ашт—альб) и сайншандинской (сеноман) свит некоторых районов Гобийского Алтая и Восточно-Гобийской депрессии, а также в олигоцене Долины Озер.

Позднеюрско-раннемеловой (титон—валанжин) наземный вулканизм, связанный с периодом интенсивных дифференцированных блоковых движений и впадинообразованием, охватил обширные пространства Северо-Восточной и Юго-Восточной Монголии, горные цепи восточной части Гобийского Алтая и некоторые районы крайнего юга страны. На огромной же территории Центральной, Северо-Западной и Юго-Западной Монголии следы его неизвестны. Наиболее важными структурами, контролировавшими позднемезозойский вулканизм, были Ононский, Керуленский, Ундуршилинский и Ихэбогдинский глубинные разломы, ряд поперечных и диагональных по отношению к ним разрывных нарушений, в частности Хараайракский разлом, а также многочисленные разломы, ограничивающие крупные депрессии и межгорные впадины.

Господствуют базальтоидные трещинные излияния, местами сопровождающиеся лавами и пирокластами кислого состава, а также экструзивными образованиями. Все они включаются в даганцабскую свиту. На северо-востоке страны эта свита существенно вулканогенная и заполняет многочисленные различные по размеру грабены и межгорные впадины. В обширных мезозойских депрессиях более южных и юго-восточных районов вулканы (преимущественно базальтоиды) приурочены только к их прибортовым частям. По своим петрохимическим особенностям позднеюрско-раннемеловые эффузивы принадлежат толеитовой серии и в зависимости от присутствия или отсутствия кислых дифференциатов относятся к толеит-трахибазальтовой или толеит-трахибазальт-липаритовой субформациям трапцовой формации, по Ю. М. Кузнецову (1964).

В неоген-четвертичный этап территория Монголии представляла собой часть огромной области интенсивного проявления новейшего базальтового вулканизма, охватывающей помимо нее многие районы юга Сибири и Северо-Восточного Китая (Белов, 1963). В Монголии отчетливо выделяются три основные стадии кайнозойского вулканизма (не считая слабого импульса в олигоцене): конца неогена — раннего плейстоцена, среднего — позднего плейстоцена и голоцена. Масштабы излияний существенно уменьшались во времени в указанной последовательности, пространственно же они часто совмещались в одних и тех же районах. Основная масса кайнозойских базальтоидов сконцентрирована в центральной части страны, в субмеридиональной полосе шириной 550—600 км. Она расположена к югу от клиновидного выступа Сибирской платформы и протягивается через Прихубсугулье, Хангайское нагорье в Южную Гоби. Эта полоса служит непосредственным продолжением лавовых полей базальтоидов южных районов Сибири и, очевидно, совпа-

Этапы	СЕВЕРНЫЙ МЕГАБЛОК												Этапы								
	МОНГОЛЬСКО-АЛТАЙСКАЯ СИСТЕМА ПОЗДНИЕ КАЛЕДОНИДЫ				СЕВЕРНО-МОНГОЛЬСКАЯ СИСТЕМА				МОНГОЛО-АМУРСКАЯ СИСТЕМА												
	ЭФФУЗИВЫ		ИНТРУЗИИ		ЭФФУЗИВЫ		ИНТРУЗИИ		ЭФФУЗИВЫ		ИНТРУЗИИ										
	ЭФФУЗИВЫ		ИНТРУЗИИ		ЭФФУЗИВЫ		ИНТРУЗИИ		ЭФФУЗИВЫ		ИНТРУЗИИ										
Позднекаледонийско-каледонийский	K ₂												Позднекаледонийско-каледонийский								
	K ₁													Позднекаледонийско-каледонийский							
Раннекаледонийский	J ₃												Раннекаледонийский								
	J ₂													Раннекаледонийский							
	J ₁														Раннекаледонийский						
	T ₃															Раннекаледонийский					
	T ₂																Раннекаледонийский				
T ₁												Раннекаледонийский									
Поздгерцидонийский	F ₂													Поздгерцидонийский							
	F ₁														Поздгерцидонийский						
	C ₃															Поздгерцидонийский					
	C ₂																Поздгерцидонийский				
	C ₁												Поздгерцидонийский								
	D ₃																	Поздгерцидонийский			
	D ₂																		Поздгерцидонийский		
	D ₁																			Поздгерцидонийский	
	S ₂																				Поздгерцидонийский
	S ₁																				
Раннегерцидонийский	O ₂													Раннегерцидонийский							
	O ₁														Раннегерцидонийский						
	Q															Раннегерцидонийский					
	E ₂																Раннегерцидонийский				
	E ₁												Раннегерцидонийский								
Позднекаледонийский	U ₂													Позднекаледонийский							
	U ₁														Позднекаледонийский						
	FR ₂															Позднекаледонийский					

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Собственно геосинклинальные
- Инверсионных (собственно оротенных)
- Эпикаледонских
- Эпигерцидонских
- Раннекаледонийских
- Нижняя граница распространения формаций аккрециации устойчивых областей (молодой платформ)
- Раннеоротенные интрузии
- Синхронное развитие разнотипных формаций

дает с максимально приподнятой зоной крупного Хангайско-Прихубсугульского свода, подвергшейся наиболее интенсивному раздроблению вплоть до рифтообразования (оз. Хубсугул). Кайнозойские базальтоиды широко распространены и на Юго-Востоке Монголии, где они слагают плато Дариганга и отдельные лавовые поля в восточной части хр. Нукут-Дабан. Последние составляют непосредственное продолжение базальтовых покровов Большого Хингана.

Кайнозойские эффузивы различных возрастных групп весьма близки между собой и относятся к трахибазальтовой (щелочной оливин-базальтовой) формации устойчивых областей, существенно отличаясь от позднемезозойских толеитовых базальтов.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ОБ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА МОНГОЛЬСКОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Магматическая деятельность, проявившаяся в складчатых системах монгольского (центрального) отрезка Центрально-Азиатского складчатого пояса, как было показано, крайне сложна и многообразна. Имеющиеся данные позволяют выявить основные черты эволюции магматизма каждой из них и рассмотренной части пояса в целом. Обобщенная схема развития магматизма Монголии приведена в таблице.

Отдельные складчатые системы и структурные зоны Монголии характеризуются различным набором магматических формаций, отражающих особенности собственно геосинклинальных и собственно орогенных этапов их развития, а также финального магматизма этапа молодой платформы (области завершенной складчатости). Но этот нормальный «классический» ход развития магматизма в тектоно-магматическом цикле конкретной подвижной зоны, как правило, сильно осложнен многократно проявленными процессами повышенной тектонической и магматической активности (Фаворская и др., 1969) или, как их стало принято называть, процессами активизации различного типа (Красный, 1961; Ицксон и др., 1967; Щеглов, 1966, 1967; Нагибина, 1963). Мы считаем предпочтительным именовать эти процессы орогенно-активизационными (Амантов и др., 1967, 1968), а области их проявления — областями орогенной активизации (Комаров, 1970).

По совокупности магматических ассоциаций в Монголии могут быть выделены складчатые системы и зоны трех типов: *а* — эвгеосинклинальные — системы Южного мегаблока, Озерная зона и шовные прогибы Северного мегаблока; *б* — терригенные, только с существенными оговорками сопоставляемые с миогеосинклиналями (Богданов, 1965; Зоненшайн, 1967) — Монгольско-Алтайская и Монголо-Амурская системы; *в* — геоантиклинальные — Центрально-Монгольская система (исключая шовные прогибы) и значительная часть зон Северо-Монгольской системы. Наиболее четко различия магматических ассоциаций выступают на ранних — собственно геосинклинальных и средних — инверсионных этапах их развития.

Основная особенность эвгеосинклинальных систем и зон, как известно, состоит в широком проявлении так называемого начального подкорового магматизма, представленного офиолитовой ассоциацией. Спилито-диабазовая и спилито-кератофировая формации ранних стадий развития эвгеосинклиналей обычно сменяются на зрелой их стадии андезит-базальтовой, значительно реже андезит-дацитовыми формациями.

Магматизм средних — инверсионных — этапов подчеркивает структурную дифференциацию эвгеосинклинальных систем не только временем формирования раннеорогенных интрузий, но и их формационными

особенностями. Для зон осевых прогибов характерны габбро-диорит-гранодиоритовая и габбро-монцонит-граноспелитовая формации, для геоантиклинальных зон — подобные формации, но без габброидного элемента, а для краевых зон с флишевым окончанием геосинклинального комплекса (Гобиалтайско-Сухэбаторская зона) — гранит-гранодиоритовая, иногда мигматит-гранитовая формации. Формации монцопитового ряда, как правило, комагматичны с базальт-андезит-липаритовой формацией, становлению же интрузий нормального известково-щелочного состава часто (но не всегда) предшествует андезит-дацитовый вулканизм.

Монгольско-Алтайская и Монголо-Амурская терригенные системы (к которым на зрелой стадии близка краевая Гобиалтайско-Сухэбаторская зона Южно-Монгольской системы) характеризуются слабым вулканизмом на собственно геосинклинальном этапе развития за исключением позднего рифея — раннего кембрия, когда они представляли собой часть геосинклинальной области предшествующей эпохи. На протяжении их последующего длительного прогибания эффузивный магматизм проявлялся в внутренних зонах андезит-дацитовыми и значительно полнее в краевых поднятиях андезит-липаритовыми или липаритовыми излияниями. Напротив, раннеорогенный интрузивный магматизм выражен в терригенных системах весьма интенсивно и представлен батолитовой гранит-гранодиоритовой, иногда мигматит-гранитовой формациями, часто двух поколений, подобно с последовательностью процесса замыкания и складчатости в указанных выше зонах. Таким образом, терригенным геосинклинальным системам свойствен исключительно коровый сиалитический магматизм главным образом в интрузивной форме.

В Центрально-Монгольской и большей части Северо-Монгольской геоантиклинальных системах (исключая уже упоминавшиеся Озерную зону и шовные прогибы), развивавшихся после раннекаледонских складчатых движений как устойчивые позитивные структуры, магматизм эвгеосинклинального типа устанавливается только в позднем рифее. В последующем в них активно проявлялся коровый эффузивный, но особенно гранитоидный магматизм. Раннеорогенные интрузии представлены главным образом диорит-гранодиоритовой, реже гранит-гранодиоритовой формациями.

Следовательно, различия в эффузивном магматизме складчатых систем различного типа, весьма отчетливо выявляющиеся на геосинклинальных этапах их развития, сохраняются и в раннеорогенном интрузивном магматизме. Оно состоит в отчетливом преобладании в эвгеосинклинальных системах интрузий повышенной основности, либо одновременно повышенной основности и щелочности при широком распространении пород габбро-диоритового и габбро-монцонитового рядов.

При попытке объяснения указанных различий обращает на себя внимание и то, что в пределах систем и зон эвгеосинклинального типа развития выступы докембрийского кристаллического основания полностью отсутствуют или крайне локальны, тогда как в геоантиклинальных системах и зонах они прослеживаются почти повсеместно, а в терригенных установлены на территории Алтае-Саянской складчатой области. Это позволяет предполагать зависимость особенностей геосинклинального и раннеорогенного магматизма от наличия или отсутствия докембрийского гранито-гнейсового цоколя или от степени его переработки, иными словами от строения земной коры.

Магматические формации этапов орогенной активизации эвгеосинклинальных, терригенных, геоантиклинальных систем и зон, а также регенерированных прогибов не несут существенных отличий друг от друга по вещественному составу, но в первых они пользуются крайне ограниченным развитием (за исключением геоантиклинальных зон ранней стабилизации, в частности Гобитяньшаньско-Нукутдабанской).

Для рассматриваемых этапов типичны комагматичные вулканоплутонические ассоциации, представленные гранит-граносиенитовой — липаритовой (либо андезит-липаритовой), гранит-щелочно-гранитовой — трахиандезит-базальт-липаритовой и монцонит-граносиенитовой — базальт-андезит-липаритовой формациями. Они часто формируют вулканоплутонические пояса, обычно приуроченные к геоантиклинальным системам и зонам. Вне связи с вулканитами в областях сводовых поднятий и иногда в зонах регенерированных прогибов, а также в поднятых блоках складчатого основания в этапы орогенной активизации формировались интрузии гранодиорит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой формаций.

Широкое проявление в позднем мезозое толеит-трахибазальтовой и толеит-трахибазальт-липаритовой субформаций трапповой формации (ассоциирующей с континентальными, часто угленосными отложениями) может рассматриваться как финальный магматизм области завершенной складчатости (молодой — активной — платформы) или как магматизм соответствующего этапа активизации.

Неотектонический этап активизации характеризуется многократным проявлением трахибазальтовой формации.

Сопоставление вертикальных рядов магматических формаций различных складчатых систем при одновременном анализе пространственных и возрастных соотношений отдельных членов этих рядов позволяет говорить о довольно строгой синхронности магматической деятельности в пределах всего Монгольского отрезка Центрально-Азиатского пояса.

Могут быть выделены следующие крупные этапы в развитии магматизма, соответствующие главнейшим геотектоническим эпохам: позднепротерозойский (байкальский), вендско-раннекембрийский (раннекаледонский), раннепалеозойский (позднекаледонский), среднепалеозойский (раннегерцинский), позднепалеозойский (позднегерцинский), раннемезозойский, позднемезозойско-кайнозойский, новейший (неотектонический).

Из рассмотрения латеральных рядов магматических формаций, сформированных в перечисленные этапы (исключая из рассмотрения слабо изученный протерозойский), отмечаются следующие закономерности:

1. Наиболее ранний вендско-кембрийский (в некоторых зонах начавшийся в конце позднего рифея) этап эвгеосинклинальной активности проявился в складчатых системах Северного мегаблока, при этом только в зонах не испытавших предвендской (позднерифейской) консолидации и в шовных структурах. В зонах, подвергшихся предвендской (позднерифейской) консолидации, латеральными аналогами офиолитовой ассоциации эвгеосинклиналей являются морская андезит-дацитовая формация или липаритовая в зонах существенно карбонатного накопления. Магматические формации вендско-раннекембрийского этапа Северного мегаблока практически не имеют латеральных аналогов в системах Южного мегаблока, если пренебречь локальным проявлением кислого вулканизма в хр. Тото-Шань.

2. Раннепалеозойский латеральный ряд свидетельствует о различной направленности магматических процессов в Северном и Южном мегаблоках. Периоду формирования раннеорогенных интрузий в зонах интенсивного проявления раннекаледонской складчатости, охватившей целиком Северо-Монгольскую и Центрально-Монгольскую системы, соответствуют амагматичные или слабо магматичные формации унаследованно развивающихся терригенных прогибов Монгольско-Алтайской и Монголо-Амурской систем. В Южном же мегаблоке в раннем палеозое (в ордовике, а возможно, частично и в кембрии) впервые появляются формации офиолитовой ассоциации: спилито-диабазовая и габбро-диорит-диабазовая.

3. Основная особенность среднепалеозойского латерального ряда состоит в широком проявлении в складчатых системах Северного мегаблока, охваченных позднекаледонской складчатостью или процессами орогенной активизации (Северо-Монгольская система), раннеорогенного и субсеквентного сиалического магматизма. Ему противостоит максимум офиолитовой активности на значительной части территории Южного мегаблока, в частности в Гобийско-Хинганской зоне.

4. Главной чертой позднепалеозойского латерального ряда является дальнейшее смещение области офиолитового магматизма к югу, в пределы Внутренне-Монгольской системы. Одновременно широко проявлялся интрузивный и эффузивный магматизм, связанный с периодом замыкания и главной складчатостью, в Южно-Монгольской и Монголо-Амурской системах, а также сопряженный с ним во времени и пространстве магматизм этапа орогенной активизации в зонах каледонской консолидации.

5. Наиболее устойчивой областью длительного и многократного гранитообразования является территория Центрально-Монгольского интрузивного пояса, который, судя по обилию выступов протерозойского основания и имеющимся геофизическим данным, характеризуется наибольшей мощностью гранитного слоя, формирование которого началось на ранних этапах развития Центрально-Азиатского складчатого пояса.

6. Ареалы средне- позднекарбонového, пермского, поздне триасово-раннеюрского и средне- позднеюрского магматизма в пределах Монголии отражают мигрирующие во времена с запада на восток границы магматической активизации областей завершенной складчатости на соответствующих этапах их развития. Конфигурация этих границ свидетельствует о более глубоком вторжении на запад «волн» активизации по жестким зонам ранней консолидации (геоантиклинальным поднятиям) по сравнению с относительно мобильными зонами (прогибами).

7. Ареал раннемезозойского магматизма охватывает лишь восточную и центральную части страны, а его западная граница, хотя и имеет неправильное очертание, сечет поперек основные структурные элементы складчатого пояса. При этом ареал средне- позднеюрского магматизма относительно поздне триасово-раннеюрского значительно сократился и сместился к северо-востоку.

8. Магматические формации раннего мезозоя в Северном и Южном мегаблоках принципиально не отличаются одна от другой. Размещение этих формаций подчинено широтной зональности, определяющей планом мезозойских структур, большей частью унаследованных с позднего палеозоя.

Области мезозойских сводов (Хэнтэйского, Хангайского, Тотошаньского и Нукутдабанского), практически лишены мезозойских осадков и вулканических проявлений, характеризуются широким развитием интрузий гранит-лейкогранитовой формации. К зоне раннемезозойского ренегерированного прогиба, разделявшего Хэнтэйский свод и Восточно-Монгольский вулканический пояс, приурочены интрузии гранодиоритовой формации с характерным диоритовым и монцонитовым начальным элементом. Располагающиеся к северу и к югу от Хэнтэйского свода соответственно Селенгинский и Восточно-Монгольский вулканические пояса, унаследованно развивавшиеся с позднего палеозоя, характеризуются в основном вулканоплутоническими ассоциациями. Исключение составляют приподнятые авулканические блоки с трещинными интрузиями гранит-лейкогранитовой формации, аналогичными соответствующим интрузиям сводов.

9. Характерной чертой эволюции эффузивного магматизма позднепалеозойско-мезозойских вулканических поясов является увеличение объема продуктов извержения основного состава от древних к более

юным вулканическим сериям. Эта закономерность выступает еще более отчетливо с учетом позднемезозойской трапповой и кайнозойской трахибазальтовой формаций.

10. Ареалы позднемезозойского и кайнозойского базальтового магматизма резко отличаются по своей пространственной приуроченности как от ареала раннемезозойского магматизма, так и друг от друга.

11. В отличие от вулканических поясов, формирующихся в этапы орогенной активизации, общая направленность эволюции магматизма в геосинклинальных системах всех типов указывает на постепенное увеличение кислотности и щелочности магматических расплавов от ранних к поздним этапам их развития в пределах единого тектоно-магматического цикла, от ранних к поздним стадиям и фазам в пределах отдельного этапа и конкретного магматического комплекса. Наиболее контрастно эта тенденция выражена в эвгеосинклинальных системах, где начальный магматизм представляется подкорковыми основными и ультраосновными продуктами, а массовый гранитоидный магматизм проявляется лишь на поздних стадиях, фиксируя собой начало формирования континентальной коры.

Приведенный обзор эволюции магматизма монгольского отрезка Центрально-Азиатского складчатого пояса позволяет сделать следующий вывод — основные особенности магматизма этой планетарной структуры определяются четырьмя ведущими факторами: *a* — омоложением возраста складчатых сооружений с севера от Сибирской платформы на юг к Северо-Китайской платформе; *b* — существованием складчатых систем различного типа развития — эвгеосинклинальных, терригенных (условно миеосинклинальных) и геоантиклинальных; *c* — многократным наложением этапов повышенной тектонической и магматической активности — этапов орогенной активизации, а иногда геосинклинальной регенерации; *г* — сложными процессами эволюции магматических расплавов в ходе исторического развития геосинклинальных систем различного типа.

Первые два указанных выше фактора обусловили субширотную (дугобразную) зональность в размещении магматических образований различного состава и возраста и определили возникновение принципиально отличающихся своим магматизмом Северного и Южного мегаблоков. Широтная зональность существенно усложняется поперечной — субмеридиальной — зональностью, вызванной, по-видимому, неоднородностью коры и подкоркового субстрата, на котором развивались отдельные блоки геосинклинальных систем. Поверхностным выражением существования таких блоков могут служить весьма протяженные сквозные разломы длительного развития и глубинного заложения, какими являются Онгингольский и Хараайрацкий.

Выявленные основные черты магматизма Монголии могут представлять интерес при рассмотрении общих закономерностей развития магматизма Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом и его сравнении со складчатыми поясами других типов. Кроме того, приведенные данные несомненно будут использованы при общем металлогеническом анализе территории Монголии и смежных регионов.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А. 1959. Новые выходы щелочных базальтоидных пород в Юго-Западной Монголии. — Докл. АН СССР, т. 128, № 4.
Амантов В. А., Матросов П. С. 1961. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. — В сб.: Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58.

- Амантов В. А., Матросов П. С.* 1963. Гранитоиды Юго-Западной Монголии. — В сб.: Материалы по региональной геологии и металлогении Корейского полуострова и Монголии. Труды ВСЕГЕИ, т. 100.
- Амантов В. А., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Хасин Р. А.* 1966. Основные черты интрузивного магматизма каледонской складчатой области Северо-Западной Монголии. — В сб.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Волчек И. И., Лувсанданзан Б., Маринов Н. А., Матросов П. С., Михайлов Э. В., Суетенко О. Д., Хасин Р. А.* 1967. Современное представление о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых МНР (Глава II). — В кн.: Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., «Недра».
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Суетенко О. Д., Хасин Р. А., Хуруч Ч.* 1968. Основные черты тектоники Монголии. — В кн. Международный геологический конгресс, XXIII сессия, доклады советских геологов. Проблема 3. Орогенетические пояса. М., «Наука».
- Беззубцев В. В., Волчек И. И.* 1963. Структурное положение гипербазитов Западной Монголии. — В сб.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Госгостехиздат.
- Белов И. В.* 1963. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР.
- Богданов А. А.* 1965. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. — Бюлл. МОИП, отд. геол., том X (5, 6).
- Бобров В. А.* 1962. Интрузивные комплексы Восточной Монголии и сравнение их с интрузивными комплексами Забайкалья. — В сб.: Материалы по гранитоидам Забайкалья. М., Госгеолтехиздат.
- Бобров В. А., Полевая Н. И., Спринсон В. Д., Тихомиров Н. И.* 1963. Возрастные группы интрузивных пород Забайкалья и Восточной Монголии по результатам определения абсолютного возраста и геологическим данным. — Сов. геология, № 3.
- Воложкович К. Л., Леонтьев А. Н.* 1964. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., «Наука».
- Геология СССР, т. XXIX, ч. 1. Тувинская АССР. 1966. М., «Недра».
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. 1966. Под ред. Л. И. Красного. М., «Недра».
- Геологическое строение СССР, т. III, ч. 1. 1968. М., «Недра».
- Гоби-Алтайское землетрясение. 1963. Под ред. Н. А. Флоренсова, В. П. Солоненко. М., Изд-во АН СССР.
- Дерзунов А. Б.* 1967. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. — Труды ГИН АН СССР, вып. 172.
- Зоненшайн Л. П.* 1967. Тектоника складчатых областей Центральной Азии (к закономерностям строения геосинклинальных областей). — Геотектоника, № 6.
- Зоненшайн Л. П.* 1970. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. — Автореф. докт. дисс. М., МГУ.
- Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А.* 1960. Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Алтайской горной области. — В кн. Международный геологический конгресс, XXI сессия, доклады советских геологов. Проблема 19. Каледонская орогеня. М., Изд-во АН СССР.
- Иванова Т. Н.* 1959. Основные черты истории развития магматизма Тувы. — Сов. геол., № 11.
- Иванова Т. Н.* 1961. Основные черты закономерностей развития интрузивного магматизма восточной части Алтае-Саянской области. — Бюлл. ВСЕГЕИ, вып. 3.
- Иванова Т. Н.* 1963. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М., Госгеолтехиздат.
- Иванов А. Х.* 1953а. Восточное Приколголье. Монгольская Народная Республика. Географическое и геологическое описание. — Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 3.
- Иванов А. Х.* 1953б. Геология и полезные ископаемые Кобдинского района Монгольского Алтая. — Там же, вып. 2.
- Иванов А. Х., Маринов Н. А., Хасин Р. А.* 1953. Геологический очерк северо-восточной части Монгольской Народной Республики. — Там же, вып. 1.
- Изох Э. П.* 1965. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, «Наука» (Сиб. отд.).
- Ицксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т.* 1967. Основные черты магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., «Наука».
- Каленов А. Д.* 1958. Новые данные по мезозойским интрузиям Восточной Монголии. — В сб.: Материалы к Второму Всесоюзному петрографическому совещанию. Ташкент.
- Каленов А. Д.* 1961. Мезозойские интрузии Восточной Монголии. — Изв. ВУЗов, геол. и разв., № 2.

- Каленов А. Д. 1967. О возрасте рудоносных интрузий, оловянных и вольфрамовых месторождений Центральной и Восточной Монголии. — Докл. АН СССР, т. 176, № 6.
- Киселев А. И., Салтыковский А. Я. 1967. Схема мезозойского вулканизма Западно-Забайкальского вулканического пояса. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLII (6).
- Комаров Ю. В. 1970. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. — Автореф. докт. дисс. Иркутск.
- Комаров Ю. В., Хренов П. Н. 1964. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука».
- Козубова Л. А. 1967. Интрузивный магматизм юго-западной части Хилокско-Олекминской зоны раннепалеозойской складчатости (Западное Забайкалье). — Автореф. канд. дисс. Ленинград.
- Красный Л. И. 1961. Подвижные области и вопросы их номенклатуры. — Сов. геология, № 12.
- Кривенко А. П. 1965. Вопросы происхождения пород торгалыкского интрузивного комплекса Тувы. — В сб.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука».
- Кривенко А. П., Павлов А. Н. 1963. Магматические комплексы девонского прогиба Тувы. — В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Труды Ин-та геол. и геофиз., вып. 33. Новосибирск, «Наука» (Сиб. отд.).
- Кузнецов В. А. 1958. О возрасте гипербазитовых интрузий Горного Алтая. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Кузнецов В. А., Лапин Б. Н., Оболенская Р. В. 1964. Магматические комплексы и формации Горного Алтая. — В сб.: Магматические формации. М., «Наука».
- Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., «Недра».
- Кузьмин М. И., Коваленко В. И., Смирнов В. Н., Брант С. В. 1969. Геохимическая характеристика и возраст мезозойских гранитоидов Восточной Монголии. — Ежегодник по работам 1968 г. Сибирский институт геохимии СО АН СССР. Иркутск.
- Ли Пу. 1965. Определения абсолютного возраста пегматитов и гранитов по слюдам калий-аргоновым методом в районах Внутренней Монголии и Нанлина (КНР). — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Лувсанданзан Б. 1963. Гранитоидные комплексы северо-западной части Монгольского Алтая. — В сб.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат.
- Лувсанданзан Б. 1966а. Комплекс малых трещинных интрузий зоны Булганского глубинного разлома. — В сб.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».
- Лувсанданзан Б. 1966б. Рой даек в Западной Монголии. — В сб.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».
- Лувсанданзан Б., Хасин Р. А. 1966. Новые данные о щелочных породах Западного Прихубсугулья. — В сб.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».
- Матросов П. С., Полевая Н. П., Спрингсон В. Д. 1966. Абсолютный возраст некоторых интрузивных пород Западной Монголии. — В сб.: Материалы по региональной геологии и металлогении Корейского полуострова и Монголии. Труды ВСЕГЕИ, т. 100.
- Михно Н. П., Смолянский Е. Н. 1965. Мезозойский магматизм Бурятской АССР. — В кн.: Геология СССР, т. 35. М., «Недра».
- Нагибина М. С. 1963. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — Труды ГИН АН СССР, вып. 79.
- Налегов П. И. 1962. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат.
- Нехорошев В. П. 1966. Тектоника Алтая. М., «Недра».
- Оболенская Р. В. 1967. Чуйский комплекс слюдяных лампрофиров Горного Алтая и его металлогенетическая характеристика. Автореф. канд. дисс. Новосибирск.
- Основы тектоники Китая. 1962. Под ред. Чжан Вэнь-ю. М., Госгеолтехиздат.
- Павленко А. С., Ильин А. В., Стриженов В. П., Быховер В. Н. 1969. Возраст интрузий Восточной Тувы и Северной Монголии. — Геотектоника, № 4.
- Пинус Г. В. 1961. Кембрийский магматизм Тувы. М., Изд-во СО АН СССР.
- Пинус Г. В. 1965. Тектоническое положение гипербазитовых поясов каледонид юга Сибири и сопредельных территорий. — Геол. и геофиз., № 1.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волозов И. М. 1958. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР.
- Соловьев В. А. 1968. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., «Наука».
- Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. 1970. М., «Наука».
- Тан Кэ-дун. 1959. Интрузии гранитоидов в центральной и северной частях Большого Хингана. — В сб.: Закономерности минерации и региональной геологии

- Большого Хингана и сопредельных территорий. Пекин, Изд-во Дичжи Чубаньшэ (на кит. языке).
- Тихомиров Н. И., Козубова Л. А., Тихомирова И. Н., Казыцын Ю. В., Харкевич Д. С., Попов Е. Н., Рудакова Ж. Н., Павлова В. В., Розиков М. С.* 1964. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра».
- Хасин Р. А.* 1947. Киммерийские граниты Восточной Монголии. — Сов. геол., № 24.
- Хасин Р. А.* 1966. Некоторые общие вопросы металлогенической позиции и мезозойского интрузивного магматизма Центральной и Восточной Монголии. Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. — Сборник материалов научно-технического семинара, состоявшегося с 19 по 27 августа 1965 г. в г. Улан-Баторе. М., Изд-во СЭВ.
- Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А.* 1966. Структурные и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии. — Сов. геол., № 12.
- Хасин Р. А., Храпов А. А.* 1965. Новые гипербазитовые пояса Южной Монголии. — Докл. АН СССР, т. 165, № 4.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г., Баскина В. А., Волчанская И. К., Дежин Ю. П., Кравцов В. С., Фриц-Хар Д. И.* 1969. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., «Недра».
- Щеглов А. Д.* 1966. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. — Труды ВСЕГЕИ. Л., «Недра».
- Щеглов А. Д.* 1967. Основные черты металлогении зон автономной активизации. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., «Наука».

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

Интрузивные образования широко развиты в пределах Юго-Восточной Монголии, и, естественно, многие исследователи (В. А. Обручев, М. А. Усов, Б. М. Куплетский, Ю. С. Желубовский, Н. А. Маринов, С. Н. Алексейчик, В. А. Макаров, Б. И. Данилов, Г. И. Хубльдинов и, в особенности, Р. А. Хасин и В. А. Бобров) занимались вопросами их возрастного деления.

Р. А. Хасин (1947) выделил среди интрузивных образований Юго-Восточной Монголии каледонские (досилурийские), древневарисские (допермские) и тихоокеанские (юрские). В. А. Бобров (1962а, б; Бобров и др., 1963) для этой же территории разработал более детальную схему расчленения интрузий. При этом были выделены: 1) комплекс досилурийских интрузий огнейсованных гранитоидов, 2) муронский комплекс послесилурийских гипербазитов, 3) раннедевонский дарханский комплекс интрузий сложного состава, 4) позднедевонский урмугтэйский комплекс грацитов, 5) алтанширэнский посленижнекарбонный — доверхнепермский габброидный комплекс, 6) ульдзагольский комплекс внутрипермских гранитоидов, 7) бороундурский комплекс триасовых гранитов, 8) шарахадинский комплекс послесреднеюрских — домеловых гранитов и 9) хайдельгерханский комплекс верхнеюрских гранитов и граносиецитов.

Последующими исследованиями Б. М. Казакова, Ю. М. Логинава, А. Н. Рассказчикова, Д. Д. Сагалуева, А. А. Храпова и многих других предложенная схема была существенно дополнена и уточнена. В 1963—1966 гг. большой фактический материал по стратиграфии, магматизму и тектонике Монголии был получен исследованиями коллектива геологов под руководством Р. А. Хасина. Непосредственно на юго-востоке Монголии эти работы проводились автором совместно с О. Д. Суентенко и Р. А. Хасиным. Результаты указанных исследований, а также анализ всего имеющегося материала по интрузивным образованиям региона, положен в основу настоящего сообщения.

Прежде чем перейти к характеристике интрузивного магматизма, кратко остановимся на основных особенностях геологической структуры Юго-Восточной Монголии (см. рис.). На севере этой территории развиты раннекаледонские сооружения Центрально-Монгольской геоантиклинальной зоны, интенсивно переработанные герцинскими и мезозойскими движениями. Системой поперечных Хараайракских разломов они разделены на два блока: Средне-Гобийский и Южно-Керуленский. Их фундамент сложен глубоко метаморфизованными образованиями раннего протерозоя, несогласно перекрытыми позднепротерозойской кремнисто-карбонатной толщей (Средне-Гобийское поднятие) или же зеленосланцевой карбонатно-вулканогенно-терригенной серией (Южно-Керуленское поднятие). Существенно карбонатный нижний кембрий и мало изученные толщи терригенных осадков и кислых и средних эффузивов низов нижнего палеозоя развиты крайне локально. Силурийские и девонские образования залегают в наложенных структурах и представлены морскими

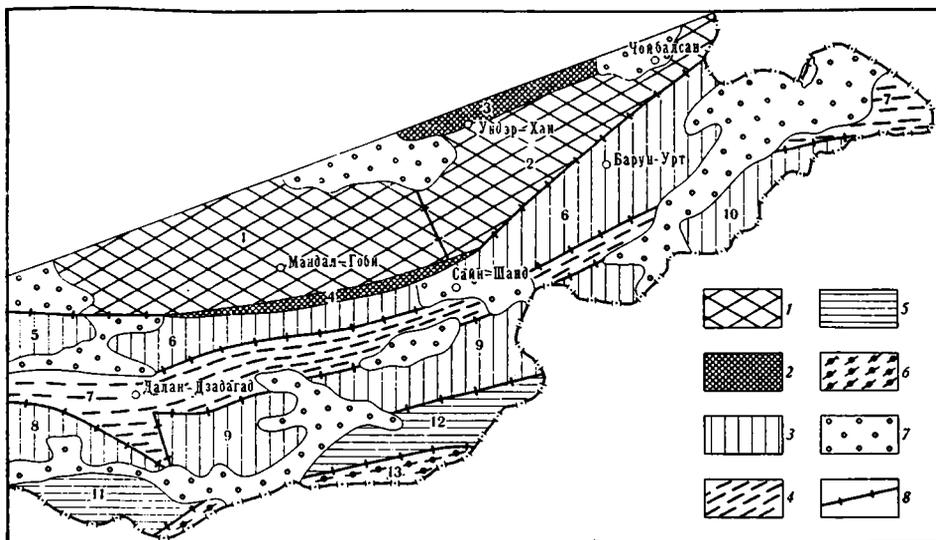


Схема тектонического районирования Юго-Восточной Монголии

Раннекаледонские структуры: 1 — Центрально-Монгольское геосинклинальное поднятие, 2 — шовные геосинклинальные прогибы. Раннегерцинские структуры Южно-Монгольской складчатой системы: 3 — геосинклинальные поднятия, 4 — геосинклинальные прогибы. Позднепалеозойско-раннемезозойские структуры Внутренне-Монгольской складчатой системы: 5 — геосинклинальные поднятия, 6 — геосинклинальные прогибы; 7 — меловые и кайнозойские депрессии; 8 — главнейшие региональные разломы. Цифры на схеме: 1 — Средне-Гобийский блок, 2 — Южно-Керуленский блок, 3 — Керуленский прогиб, 4 — Ундуршилинский прогиб, 5 — Гоби-Алтайское поднятие, 6 — Сухэбаторское поднятие, 7 — Гобийско-Хинганский прогиб, 8 — Гобитяньшанское поднятие, 9 — Уланульское поднятие, 10 — Нукутдабанское поднятие, 11 — Южно-Гобийское поднятие, 12 — Тотошанское поднятие, 13 — Солонкерский прогиб

карбонатными и карбонатно-терригенными формациями умеренной мощности. Предполагается также локальное развитие девонских субаэральных вулканитов. Весьма характерны изолированные мульды континентальной молассы конца девона и нижнего карбона.

В позднем карбоне и ранней перми территория Центрально-Монгольской зоны была ареной напряженного субаэрального вулканизма. В верхнепермское время на севере территории накапливались многокилометровые толщи морской молассы. В мезозое¹ дальнейшая тектоническая активизация привела к интенсивным излияниям эффузивов андезит-липаритового и трахиандезитового состава, образующих два автономных комплекса: поздне триасовый и позднеюрский. Местами наблюдающиеся континентальные молассы нижней (?) — средней юры и триаса заполняют умеренных размеров мульды и грабены.

Раннекаледонские сооружения Юго-Восточной Монголии на севере ограничены Северо-Гобийским и оперяющим его Керуленским, а на юге — Ундуршилинским глубинным разломами. На большей их части к ним приурочены узкие, линейно вытянутые шовные прогибы, выполненные мощными зеленокаменными толщами венда — нижнего кембрия.

К югу от Ундуршилинского разлома расположены раннегерцинские структуры Южно-Монгольской складчатой системы. В пределах ее отчетливо выделяются краевые зоны — северная (Гобиалтайско-Сухэбаторская) и южная (Гобитяньшанско-Нукутдабанская) — и разделяющая их узкая Гобийско-Хинганская внутренняя зона. Последней свойственны зеленокаменные вулканогенные, кремнистые и вулканогенно-осадочные

¹ Меловой и более поздние этапы развития территории не рассматриваются.

формации верхнего силура, девона и нижнего карбона. Сравнительная полнота среднепалеозойского разреза и значительные мощности характерны и для северной краевой зоны, однако здесь доминируют терригенные и карбонатные формации силура и девона. Лишь на западе территории (к западу от поперечного Онгингольского разлома) силур представлен формациями зеленокаменного ярада.

В пределах южной краевой геантиклинальной зоны широкое развитие получили песчанико-сланцевые и зеленокаменные вулканогенно-терригенные толщи ордовика, среди которых местами обнажаются метаморфические серии протерозойского фундамента. Локально развитый силур на востоке территории представлен карбонатно-терригенными отложениями. Выше залегают девонские вулканы андезито-липаритового состава, которые несогласно перекрываются морской молассой или наземными эффузивно-пирокластическими накоплениями нижнекаменноугольного возраста.

Вторая половина карбона и ранняя пермь ознаменовались интенсивным андезито-липаритовым субсеквентным вулканизмом, проявившимся почти во всех структурных элементах ранних герцинид. В ранней перми, кроме того, местами накапливались морские терригенные осадки. Для южной геантиклинальной зоны очень характерны мульды верхнепермской континентальной, местами угленосной молассы. Юрские образования представлены грубообломочными континентальными отложениями межгорных впадин и позднерурскими кислыми и средними эффузивами.

Наконец, на крайнем юге территории расположены позднепалеозойско-раннемезозойские структуры Внутренне-Монгольской складчатой системы. В соответствии с формационными особенностями верхнепалеозойского этапа развития этой структуры в пределах ее выделяются краевая относительно поднятая зона, включающая Тотошанское и Южно-Гобийское поднятия, и Солонкерский вулканогенный прогиб. Краевым поднятия свойственны крупные выходы докембрия, в строении которых участвуют раннепротерозойские метаморфические серии и несогласно перекрывающая их позднепротерозойская кремнисто-карбонатная толща.

Нижне-среднепалеозойский этап развития Внутренне-Монгольской системы близок соответствующему этапу развития соседних раннегерцинских структур. Существенно различия верхнепалеозойская история региона. В Солонкерской зоне с нижнего карбона и до нижней перми включительно формировалась мощная зеленокаменная вулканогенно-граувакковая серия, которая выше сменяется верхнепермской морской осадочно-вулканогенной толщей. Следует отметить, что подобные парагенезы, как показал Н. П. Херасков (1963), широко развиты в апофизах мезозой и не характерны для герцинид. В краевых частях Солонкерской зоны в разрезах верхнего палеозоя увеличивается роль терригенных пород.

Иной состав осадков свойствен краевым поднятиям системы. Поздний карбон в них представлен умеренно мощной толщей кислых и средних эффузивов с горизонтами терригенных и карбонатных пород. Выше залегают морские осадочные и осадочно-вулканогенные образования нижней перми. Разрез заканчивается многокилометровой флишовой песчано-сланцевой толщей верхней перми. Юрские орогенные образования представлены грубообломочной континентальной, местами вулканогенной молассой.

В соответствии со сложностью геологического строения Юго-Восточной Монголии интрузивные образования здесь также весьма разнообразны как по возрасту, так и вещественному составу. Ниже при характеристике выделенных интрузивных комплексов главное внимание будет уделено обоснованию их возрастного положения, корреляции и основным закономерностям пространственной локализации.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Протерозойские интрузии на юго-востоке Монголии развиты нешироко. Они образованы в различной степени огнейсованными гранитоидами, постоянно ассоциирующими с раннепротерозойскими метаморфическими сериями. На севере территории и в хребтах Тото-Шань и Нукут-Дабан протерозойские интрузии представлены небольшими, согласно залегающими телами гранито-гнейсов, огнейсованных биотитовых, двуслюдяных и аляскитовых гранитов, реже гранодиоритов; менее распространены плагиограниты и тоналиты, тяготеющие к эндоконтактовым зонам. Лишь в Южно-Гобийском поднятии установлено два крупных массива площадью до 50×20 км². В их сложении, по данным Г. И. Хубльдикова и М. А. Анпилова, участвуют огнейсованные биотитовые, рогово-обманково-биотитовые и двуслюдяные граниты. Сравнительно крупные тела обычно сопровождаются многочисленными апофизами и сателлитами мелкозернистых аляскитовых и мусковитовых гранитов.

Всем породам свойственно средне- и мелкозернистое сложение, интенсивное проявление катаклаза и бластеза и присутствие различных макроскопически граната и шерла. Контакты массивов выражены широкими зонами мигматизации, сопровождающимися послынными инъекциями гранитного материала. Резкие контакты отмечаются лишь для некоторых мелких тел.

Возраст интрузий основан на исключительной их приуроченности к метаморфическим сериям раннего протерозоя, с которыми они тесно связаны и структурно. Кроме того, в Средне-Гобийском поднятии, в районе жел.-дор. ст. Хара-Айрак, по данным А. А. Храпова и Ю. А. Борзаковского, в базальных горизонтах верхнепротерозойской карбонатной толщи (содержащей озагии) наблюдаются конгломераты с галькой огнейсованных гранитов. В Южно-Керуленском поднятии, к югу от горы Байн-Тэрмэ, по наблюдениям автора, в низах разреза верхнепротерозойской зеленосланцевой толщи отмечен горизонт расслабленных конгломератов с галькой огнейсованных лейкократовых и биотитовых гранитов. В Южно-Гобийском поднятии в непосредственном контакте крупнозернистых огнейсованных гранитов с позднепротерозойскими карбонатными отложениями последние не испытывают каких-либо изменений, так же как и сами граниты. Все эти данные свидетельствуют о господствующей роли в составе рассматриваемых интрузий представителей доверхнепротерозойского магматизма, аналогами которых на сопредельной территории Китая являются «досинийские» огнейсованные граниты и гранито-гнейсы (Основы тектоники Китая, 1962).

На юге Монголии (хр. Тото-Шань) вполне вероятны и более молодые позднепротерозойские интрузии. К ним, видимо, принадлежат небольшие тела катаклазированных гранитов и граносиенитов, которые ассоциируют с кислыми эффузивами, залегающими в разрезе позднепротерозойской кремнисто-карбонатной толщи. Абсолютный возраст этих интрузий 578 млн. лет (Бобров и др., 1963).

РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Ультраосновные и основные интрузии раннего кембрия (дзабханский комплекс) развиты ограниченно. Они тесно пространственно связаны с вулканогенными толщами венда — нижнего кембрия, локализуясь в зонах пограничных шовных прогибов в виде протяженных поясов. Ультраосновные и основные интрузии образуют удлинённые субпластовые и линзовидные тела площадью до 3—5 км².

На юго-востоке Монголии известно два кембрийских гипербазитовых пояса: Керуленский и Ундуршилинский. Керуленский пояс прослеживается более чем на 500 км, погружаясь своим восточным флангом под отложения Чойбалсанской депрессии. В составе пояса выявлено около 10 ультраосновных тел, сложенных массивными или рассланцованными серпентинитами, местами сопровождающимися габброидами. Ундуршилинский пояс образует, по-видимому, восточное продолжение Ихэбогдинского гипербазитового пояса и протягивается в субширотном направлении более чем на 800 км. Гипербазиты установлены лишь на западном его фланге, в районе развалин монастыря Олдаху-Хид, где А. А. Храповым выявлены небольшие массивы, сложенные апотеридотитовыми серпентинитами. На востоке пояса (район сомона Дэлгир) известны только тела сильно измененных габбро и габбро-диабазов.

Раннекембрийский возраст ультраосновных и основных пород комплекса определяется по исключительной их приуроченности к вендско-нижнекембрийской вулканогенной толще. В районе сомона Дэлгир автор наблюдал мелкие обломки рассланцованных габброидов в гравелитах ордовика, а, по данным А. Н. Рассказчикова, габброиды массива Чандо-мани-Ула прорваны кембро-ордовикскими гранодиоритами Модохудукского массива. В Восточном Забайкалье аналогом рассматриваемых интрузий, по-видимому, является ургувинский комплекс (Тихомиров и др., 1964).

КЕМБРО-ОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузивные образования кембро-ордовика проявились только в раннекаледонских структурах, где они весьма широко распространены. В. А. Бобров (1962) большинство указанных интрузий считал девонскими. Наиболее ранними в составе рассматриваемой группы являются габброиды и связанные с ними диориты. Эти породы развиты ограниченно, преимущественно в зонах Керуленского и Ундуршилинского шовных прогибов. По данным Ю. С. Желубовского, Р. А. Хасина и А. Н. Рассказчикова, они образуют неправильной формы тела площадью от 20 до 100 км². Наиболее крупные массивы сложены габбро, габбро-диоритами, диоритами, реже габбро-пироксенитами и горнблендитами. Породы имеют средне- и крупнозернистое массивное сложение и обычно катаклазированы. В эндоконтактах они становятся мелкозернистыми, приобретая гнейсовидную текстуру. Состав интрузий довольно пестрый. Наряду с амфиболовыми габбро, известны исключительно пироксеновые разновидности, а также разновидности, содержащие примерно равные количества роговой обманки и пироксена. В районе горы Тумэн-Цогто развиты преимущественно диориты и их кварцсодержащие аналоги.

Большая часть кембро-ордовикских интрузий сложена гранитоидами. Они образуют поля до 1000 км², а иногда и до 2500 км², как, например, на юге Средне-Гобийского поднятия, в большой излучине р. Керулен и в других районах. Нередки и менее крупные тела площадью в первые сотни квадратных километров. По своему составу гранитоидные интрузии достаточно разнообразны. В Средне-Гобийском поднятии среди них преобладают нормальные олигоклаз-микроклиновые, реже существенно олигоклазовые биотитовые граниты. Структура их средне-, крупно- и гигантозернистая, нередко порфировидная. Характерно аномально высокое содержание мутно-белого кварца и агрегатные скопления мусковитизированного биотита. Подчиненную роль играют крупнозернистые лейкократовые граниты. Гранодиориты и кварцевые диориты совместно с мелкозернистыми разновидностями гранитов обычно тяготеют к периферическим частям массивов. На территории Южно-Керуленского поднятия

в составе гранитоидных интрузий развиты преимущественно биотит-рогвообманковые граниты, граносениты и гранодиориты. В зонах Керуленского и Ундуршилинского шовных прогибов гранитоиды образуют умеренных размеров удлиненные тела, дискордантные по отношению к складчатым структурам вендско-нижнекембрийских толщ. Они сложены гранодиоритами, плагиогранитами и кварцевыми диоритами. Все разновидности гранитоидов интенсивно катаклазированы. Местами отмечается гнейсовидная текстура.

Наиболее поздними в составе кембро-ордовикских интрузий являются мелко- и среднезернистые пегматоидные лейкократовые, аплитовидные, мусковитовые, двуслюдяные, реже щелочные граниты, образующие изометричные или удлиненные в субширотном или северо-восточном направлении тела площадью до 10—50 км². Они распространены на территории Средне-Гобийского и Южно-Керуленского поднятий, где залегают либо вблизи от полей развития умеренно кислых гранитоидов, либо непосредственно в их пределах.

Как видно, в составе кембро-ордовикских интрузий отчетливо обособляются разнотипные ассоциации магматических пород. Для зон Керуленского и Ундуршилинского шовных прогибов характерны интрузии габброидов, диоритов и не крупные тела умеренно кислых гранитоидов, которые объединяются в модохудукский комплекс. На территории Средне-Гобийского и Южно-Керуленского поднятий развиты существенно гранитоидные интрузии, выделяемые соответственно в среднегобийский и керуленский комплексы.

Контактовый метаморфизм в связи с рассматриваемыми интрузиями проявляется в образовании мигматизированных и фельдшпатизированных сланцев и гнейсовидных пород, а также различных кварцитов и скарнов. Ширина ореолов достигает 1—3 км, но чаще составляет первые сотни метров.

Для определения возраста интрузий имеются следующие данные. Повсеместно они прорывают верхнепротерозойские отложения, а к западу от горы Тумэн-Цогто, по наблюдениям Р. А. Хасина и автора, также и фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия. Кроме того, в районе пос. Барун-Цогто гранитоиды прорывают метаморфическую толщу, условно отнесенную к низам нижнего палеозоя. В районе родника Шарыйн-Булак и у колодца Буйэ-Ул-Худук гранитоиды перекрыты фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего—среднего девона. Плагиограниты и гранодиориты Модохудукского массива (район сомона Дэлгир), по данным А. Н. Рассказчикова и автора, прорывают вендско-нижнекембрийскую вулканогенную толщу в районе горы Чандомани-Обо, а несколько западнее перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями среднего—верхнего ордовика. В районе жел.-дор. ст. Хара-Айрак, по наблюдениям А. А. Храпова, В. А. Боброва и других, катаклазированные и огнейсованные граниты перекрываются отложениями нижнего карбона.

Учитывая все эти данные, описанные интрузии следует рассматривать как заведомо додевонские, нижнепалеозойские, скорее всего досреднеордовикские. На продолжении структур Центрально-Монгольской зоны, в Приаргунье (Тихомиров и др., 1964), выделяется нижнепалеозойский урулюнгуийский комплекс, по своим особенностям наиболее близкий гранитоидам Средне-Гобийского поднятия. В Западном Забайкалье известны аналоги всех петрографических групп рассматриваемых интрузий, которые выделяются в самостоятельные нижнепалеозойские комплексы: моностойский (габброиды), джидинский (кварцевые диориты и диориты), унгинский (преимущественно плагиограниты) и малханский (лейкократовые биотитовые граниты).

ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИИ

Впервые на развитие ордовикских интрузий на востоке Монголии указал В. А. Бобров (1962а). Они распространены главным образом на территории Нукутдабанского поднятия, где образуют неправильной формы поля площадью в многие сотни квадратных километров.

В составе интрузий повсеместно преобладают существенно плагиоклазовые граниты, варьирующие по составу от биотитовых до лейкократовых и двуслюдяных, а также адамеллиты и гранодиориты. Структура их среднезернистая, преимущественно равномернозернистая, реже порфировидная. В краевых частях интрузий наблюдаются мелкозернистые мелаократовые граниты и подчиненные им гранодиориты и кварцевые диориты. Породы обычно слабо катаклазированы. В контактовых ореолах массивов шириной в несколько сотен метров, реже 1—2 км, развиты роговики, слюдястые кварциты, а также кристаллические сланцы, инъецированные гранитным материалом.

Рассматриваемые интрузии повсеместно прорывают геосинклинальные вулканогенно-осадочные серии нижнего палеозоя (ордовика?). Абсолютный возраст гранитов района пос. Югодзырь составляет по двум пробам 419 и 435 млн. лет (Бобров и др., 1963). На сопредельных территориях Большого Хингана, по данным Нин Ци-шэня (1959), в базальных конгломератах верхнесилурийско-нижнедевонской свиты лугоу содержится обильная галька «каледонских» катаклазированных гранитов и плагиогранитов. Приведенные данные позволяют определять возраст интрузий как позднеордовикский или раннесилурийский.

ДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузивные породы девонского возраста известны на территории Центрально-Монгольской зоны, но особенно широко они распространены на юге Монголии, в Гобитяньшаньско-Нукутдабанской зоне и в краевых поднятиях Внутренне-Монгольской системы.

В пределах Центрально-Монгольской зоны девонские интрузии (ахаринульский комплекс) достоверно могут быть выделены лишь на юго-западе Средне-Гобийского поднятия, где, по-видимому, они являются аналогами среднедевонских интрузий тэсского комплекса Западной Монголии (Амантов и др., 1966). В бассейне р. Онгиин-Гол, по материалам Б. И. Данилова и О. Д. Суетенко, они сложены средне- и крупнозернистыми породами, варьирующими по составу от гранодиоритов до нормальных роговообманково-биотитовых и биотитовых, реже лейкократовых гранитов и граносиенитов. Наиболее распространены биотитовые калишпатовые граниты, окрашенные в красные и розовые тона. В районе горы Ахарин-Ула граниты прорывают толщу девонских (?) эффузивов и перекрываются биостратиграфически охарактеризованными верхнедевонскими отложениями. В более восточной части Центрально-Монгольской зоны девонские интрузии ранее широко выделялись В. А. Бобровым (1962а). Позднее для большинства из них был доказан нижнепалеозойский возраст. Однако к югу от ст. Хара-Айрак и близ сомона Алтан-Ширэ, по данным А. А. Храпова и А. Н. Рассказчикова, известно несколько небольших массивов биотитовых и лейкократовых калишпатовых гранитов и граносиенитов, переходящих в эндоконтактах в мелкозернистые порфировидные и пегматоидные разновидности. Эти тела местами ассоциируют с покровами девонских (?) эффузивов, а галька пород такого состава присутствует в конгломератах нижнего карбона.

На юге Монголии девонские интрузии развиты главным образом в геоантиклинальных структурах, разделяющих прогибы Южно-Монголь-

ской и Внутренне-Монгольской систем: в Гоби-Тяньшанском, Уланульском и Южно-Гобийском поднятиях. В этих районах докарбоновые среднепалеозойские интрузии были впервые установлены Б. И. Даниловым и Г. И. Хубльдиковым. Достоверно девонские интрузии, выделяемые в цагансубургинский комплекс, представлены мелкими телами пестрого состава, а также массивами гранитоидов площадью до 500 км², вытянутыми в субширотном направлении согласно простирацию контролирующих их региональных разломов и общему структурному плану вмещающих толщ. Повсеместно они тесно ассоциируют с покровами девонских субаэральных эффузивов.

К наиболее ранней фазе комплекса отнесены диориты, кварцевые диориты, гиббро-диориты, сиенито-диориты и монцониты, слагающие небольшие тела, но чаще образующие ксенолиты в гранитоидах главной фазы. Это преимущественно роговообманковые, сильно измененные породы, содержащие до 50—70% андезина. Гранитоиды главной фазы, формирующие большинство крупных массивов, по данным Г. И. Хубльдикова, Б. И. Данилова, П. Ф. Чебаненко и автора, представлены в основном биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами, граносиенитами и гранодиоритами. Это средне- и крупнозернистые, обычно порфирированные породы, отличающиеся значительной степенью эпимагматических изменений. В сложении некоторых массивов преобладают гранодиориты и граносиениты, тогда как другие образованы главным образом гранитами. С заключительными этапами становления комплекса связано образование мелко-среднезернистых существенно калишатовых биотитовых и лейкократовых гранитов, граносиенитов, реже щелочных гранитов. Они формируют умеренных размеров самостоятельные тела, а также участвуют в сложении более крупных массивов.

Фация эндоконтакта представлена в основном мелкозернистыми гибридными разностями гранитоидов, но местами на контакте с девонскими вулканитами наблюдаются переходы к гранит- и граносиенит-порфирам. Контактный метаморфизм проявлен узкими зонами ороговивания и окварцевания.

Возраст интрузий цагансубургинского комплекса основан на эруптивных взаимоотношениях с фаунистически охарактеризованными отложениями силура (хр. Хашатыйн-Цаган-Дэль и др., наблюдения Г. И. Хубльдикова и О. Д. Суетенко) и ниже-среднедевонской вулканогенной толщей (массив Цаган-Субурга, наблюдения Б. И. Васильева). Непосредственное налегание фаунистически охарактеризованных отложений нижнего карбона на гранитоиды Цагансубургинского массива установлено Б. И. Даниловым, П. Ф. Чебаненко и др. Кроме того, обильная галька гранитоидов, по данным Б. А. Шевелева и автора, содержится в конгломератах нижнего карбона в районе гор Ихэ-Хонгорджи и Боро-Шандыйн-Обо. Абсолютный возраст гранитов района сомона Улан-Бадарху составляет 395 млн. лет (Бобров и др., 1963).

Кроме цагансубургинского комплекса, девонский возраст, по-видимому, имеют и некоторые крупные массивы гранитоидов, размещающиеся преимущественно среди докембрийских и нижнепалеозойских толщ в хр. Тото-Шань и на востоке Уланульской зоны. Эти интрузии (хатунбулакский комплекс) сложены средне- и крупнозернистыми, нередко порфирированными существенно плагиоклазовыми гранитами, варьирующими по составу от биотитовых и биотит-роговообманковых до лейкократовых и двуслюдяных. Реже встречаются гранодиориты и плагиограниты, а в эндоконтактных зонах — мелкозернистые гибридные, нередко огнейсованные разности гранитоидов. Массивы окружены широкими зонами кристаллических слюдяных сланцев; местами отмечается гранитизация вмещающих толщ.

Интрузии хатунбулакского комплекса, помимо докембрийских и нижнепалеозойских отложений, на юге Тотошаньского поднятия (западнее сомона Солонкер) прорывают зеленокаменную толщу, условно отнесенную к силуру, и в этом же районе, по данным О. Д. Суетенко, перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего карбона. Взаимоотношения рассматриваемых интрузий с интрузиями цагансубургинского комплекса в связи с пространственной разобщенностью выходов не установлены.

РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИИ

Раннекаменноугольный возраст предполагается для большинства ультраосновных и основных интрузий гобийского комплекса. Они развиты только в пределах Гобийско-Хинганского прогиба, где были выделены Р. А. Хасиным, А. А. Храповым (1965), О. Д. Суетенко и автором.

Гипербазиты и тесно связанные с ними габброиды локализуются в зонах глубинных разломов, приуроченных к осевой части прогиба (Гобийский пояс), или в краевых разломах, его обрамляющих (Баянлэгский и Модонобинский пояса). Наиболее крупный Гобийский гипербазитовый пояс имеет протяженность более 700 км при ширине около 30 км. В пределах его выявлено несколько десятков линзовидных массивов, достигающих в длину до 15 км и в ширину до 2,5 км. Они сложены хризотил-антигоритовыми апоперидотитовыми серпентинитами, местами интенсивно рассланцованными. Первично-магматические породы представлены гарцбургитами, частично лерцолитами, реже вебстеритами. Габброиды, образующие небольшие штокообразные тела, представлены сильно измененными габбро, габбро-диабазами и габбро-диоритами. Как гипербазиты, так и габброиды Гобийского пояса залегают среди существенно вулканогенных толщ девона и нижнего карбона, не проникая в более молодые отложения. Ультраосновные тела Баянлэгского и Модонобинского поясов размещаются только среди силурийских и девонских толщ, поэтому они, возможно, имеют девонский или даже силурийский возраст.

ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИИ

Наиболее распространенными интрузивными образованиями Юго-Восточной Монголии являются каменноугольные гранитоиды и подчиненные им породы среднего и основного состава. Они развиты главным образом в Центрально-Монгольской зоне, а также в краевых зонах Южно-Монгольской системы, где образуют массивы площадью до 2—5 тыс. км². Нередки и более мелкие тела площадью в первые сотни и десятки квадратных километров. В Гобийско-Хинганской зоне эти интрузии менее распространены, и здесь преобладают массивы мелких и средних размеров. На территории Внутренне-Монгольской системы каменноугольный интрузивный магматизм не проявился.

На территории Южно-Монгольской системы каменноугольные интрузии образуют тела удлиненной, реже неправильной в плане формы. Они ориентированы в большинстве своем согласно общему структурному плану среднепалеозойских толщ и главнейшим разрывным нарушениям, но дискордантны по отношению к частным складчатым структурам. В Центрально-Монгольской зоне в связи со значительной ролью поперечных северо-западных расколов некоторые крупные тела имеют сложную «каркасную» форму.

На востоке Центрально-Монгольской зоны, в Южно-Керуленском поднятии каменноугольные интрузии выделяются С. М. Каллимулиным

и М. Е. Федоровой в ценхиргольский комплекс. Они сложены средне- и крупнозернистыми порфиридовидными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, плагиогранитами, адаметеллитами и гранодиоритами. Последние совместно с тоналитами и кварцевыми диоритами особенно характерны для эндоконтактов массивов. Среди гранитоидов встречаются мелкие ксенолиты габбро и диоритов. С заключительными этапами развития комплекса связано формирование мелкозернистых биотитовых и лейкократовых гранитов, образующих небольшие трещинные тела. На контакте гранитоидов с силурийскими и девонскими терригенно-карбонатными толщами наблюдаются широкие ореолы роговиков. Интрузии комплекса, по наблюдениям С. М. Каллимулина, М. Е. Федоровой и автора, перекрываются нижнепермскими эффузивами и прорваны пермскими гранитами. Абсолютный возраст комплекса, по данным В. А. Боброва и С. М. Каллимулина, составляет 300—318 млн. лет.

На территории Средне-Гобийского поднятия в составе каменноугольных интрузий (мандалгобийский комплекс) преобладают среднезернистые биотит-роговообманковые существенно калишпатовые граниты, граносиениты и гранодиориты, переходящие в краевых частях тел в меланократовые гранодиориты, сиенито-диориты и монцониты. Реже встречаются лейкократовые субщелочные граниты и кварцевые сиениты. Интрузивные тела обычно ассоциируют с каменноугольными (около 290—300 млн. лет) эффузивно-пирокластическими толщами, повсеместно их прорывая, и содержат многочисленные ксенолиты слабо измененных эффузивов. Характерно слабое проявление процессов контактового метаморфизма. Галька гранитоидов в изобилии содержится в верхнепермской песчано-конгломератовой толще.

В северной краевой зоне Южно-Монгольской системы рассматриваемые интрузии более однообразны по составу. Как на западе, в хр. Гобийский Алтай (гобиалтайский комплекс), так и на востоке зоны (мататский комплекс) повсеместно преобладают средне- и крупнозернистые биотитовые, реже биотит-роговообманковые порфиридовидные граниты. Подчиненную роль играют биотитовые и биотит-роговообманковые гранодиориты. Гранитоиды главной фазы прорваны небольшими телами мелкозернистых биотитовых и лейкократовых гранитов. В эндоконтактах массивов, окруженных широкими ореолами биотитовых роговиков и кварцсланцев, развиты меланократовые такситовые граниты и гранодиориты. Интрузии gobiалтайского комплекса, по данным А. К. Уфлянда, М. В. Чехович и автора, прорывают средне-верхнедевонские отложения, а интрузии мататского комплекса, кроме того, — и отложения нижнего карбона. Они перекрываются нижнепермскими эффузивно-осадочными толщами, местами содержащими в основании горизонт конгломератов с галькой и валунами гранитоидов, аналогичных рассматриваемым. Абсолютный возраст биотитовых гранитов Мандалобинского (восток хр. Гобийский Алтай) и Мататского массивов соответственно 257 и 315 млн. лет (данные автора). Каменноугольный возраст, видимо, имеют также линзовидные и «ленточные» тела огнейсованных гранитов и гранито-гнейсов, развитые в зонах смятия и прогрессивного метаморфизма на юге хр. Гобийский Алтай.

На территории Гобийско-Хинганской зоны каменноугольные интрузии сложены преимущественно умеренно кислыми гранитоидами, наряду с которыми широко распространены породы среднего и основного состава. На западном и восточном ее флангах, в составе выделяемых здесь заалтайского и халхингольского комплексов, установлены небольшие, обычно самостоятельные тела габбро, габбро-диоритов и диоритов, которые нередко группируются в протяженные цепочки и более крупные массивы, сложенные тоналитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, адаметеллитами, биотитовыми и биотит-роговообманковыми, редко лейкократо-

выми гранитами. Интрузивные тела повсеместно прорывают отложения турнейского и визейского ярусов, а местами и вулканогенно-осадочную толщу, содержащую флору верхов нижнего — низов среднего карбона. Галька и валуны гранитоидов заалтайского комплекса, по данным А. К. Уфлянда и М. В. Чехович, в районе сомона Джинсэт содержатся в конгломератах флористически охарактеризованных отложений нижней перми.

В центральной части Гобийско-Хинганской зоны каменноугольные интрузии (мантахский комплекс) развиты ограниченно, а местами, как например в хр. Гурбан-Сайхан, они и вовсе отсутствуют. Формирование мантахского комплекса началось внедрением габбро, габбро-диоритов, монзонитов и сиенито-диоритов. Позднее образовались весьма пестрые по составу гранитоиды, варьирующие от меланократовых гранодиоритов, сиенито-диоритов и кварцевых диоритов до существенно калишпатовых биотит-роговообманковых гранитов и граносиенитов. В заключительную фазу сформировались тела граносиенитов, субщелочных и щелочных гранитов. Интрузии мантахского комплекса часто залегают среди палеонтологически охарактеризованных средне-позднекаменноугольных эффузивно-осадочных толщ, эруптивные контакты с которыми наблюдались автором в районе сомонов Манлай, Мантах и Сайхан-Дулан. На контакте с гранитоидами вмещающие породы испытывают слабое окварцевание и ороговикование. В районе сомона Мантах, по наблюдениям автора, гранитоиды перекрыты вулканогенно-осадочными образованиями, содержащими нижнепермскую флору и прорваны пермскими гранитами, а в хр. Дзолен (к югу от г. Далан-Дзадагад) галька гранитоидов содержится в базальных слоях фаунистически охарактеризованных отложений нижней перми.

В южной краевой зоне Южно-Монгольской системы рассматриваемые интрузии имеют преимущественно гранодиорит-гранитный состав. Для интрузий хр. Гобийский Тянь-Шань (гобитяньшаньский комплекс) характерны биотит-роговообманковые гранодиориты, адамеллиты и существенно плагиоклазовые граниты. Среди гранитоидов встречаются небольшие, сильно переработанные ксенолиты пород габбро-диоритового состава, принадлежащих, видимо, ранней фазе комплекса, и мелкие, трещинного типа, тела мелкозернистых биотитовых и лейкократовых гранитов и плагиогранитов, завершающих его формирование. В эндоконтактных зонах интрузий развиты гибридизированные разности гранитоидов с обильными сильно переработанными ксенолитами и шпировыми скоплениями биотита. Местами породы приобретают гнейсовидную текстуру. Зоны экзоконтакта шириной до 1—2 км сложены биотитовыми роговиками и кварц-слюдяными сланцами, в которых вблизи контакта появляются порфиробласты полевого шпата. По данным В. М. Синицына и Б. Лувсанданзана, интрузии гобитяньшаньского комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные нижнекаменноугольные отложения и несогласно залегающую выше нижне-среднекаменноугольную вулканогенную толщу. Галька гранитоидов переполняет верхнепермские конгломераты в районе сомона Ноян.

В пределах Уланульского поднятия размещаются интрузии уланбадархинского комплекса. Они сложены существенно калишпатовыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами и граносиенитами, местами переходящими в разности, близкие сиенито-диоритам. Умеренно кислые гранитоиды прорваны телами мелкозернистых субщелочных гранитов и граносиенитов и содержат многочисленные ксенолиты слабо измененных эффузивов. Интрузии уланбадархинского комплекса, как правило, залегают среди полей каменноугольных эффузивов, которые, по данным О. Д. Суетенко и автора, в ряде пунктов содержат ниже- и средне-верхнекаменноугольную флору. Они перекрываются верхнепермскими отложениями.

Каменноугольные интрузии слагают также большую часть современного эрозионного среза Нукутдабанского поднятия. По составу и особенностям строения они весьма близки гобитяньшаньскому комплексу, от которого отличаются несколько большей ролью гранитов и плагิโอгранитов. Интрузии нукутдабанского комплекса прорывают нижнекаменноугольные отложения и перекрываются отложениями верхней перми. Абсолютный возраст гранитов из района пос. Югодзырь, по данным В. А. Боброва (1962б) и автора, составляет 288—315 млн. лет.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что формирование каменноугольных интрузий на юго-востоке Монголии происходило главным образом во второй половине каменноугольного периода, причем, видимо, несколько разновременно в различных тектонических зонах территории.

РАННЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИИ

По сравнению с позднекаменноугольными, раннепермские интрузии пользуются значительно меньшим распространением, хотя встречаются во всех структурных элементах, кроме Солонкерского прогиба. Они повсеместно локализируются в зонах региональных разломов субширотного и северо-восточного, а на территории Центрально-Монгольской зоны также и северо-западного направлений.

На большей части территории раннепермские интрузии сравнительно однотипны по особенностям своего состава и строению. Как в структурах Центрально-Монгольской зоны, где они выделены В. А. Бобровым (1962а) в ульдзагольский комплекс, так и в большинстве тектонических зон Южно-Монгольской системы (южномонгольский комплекс) они представлены удлиненными или изометричными дискордантными массивами площадью от десятков до многих сотен квадратных километров, а также мелкими трещинными телами и дайками. Более крупные массивы сложены преимущественно средне- до крупнозернистых лейкократовыми и биотитовыми субщелочными гранитами с подчиненными им граносиенитами. Реже встречаются биотит-роговообманковые граниты. В некоторых телах граносиениты преобладают. Поздняя фаза становления массивов представлена мелкозернистыми лейкократовыми и субщелочными, часто гранофировыми гранитами, граносиенитами и их порфировыми аналогами, образующими неправильной формы тела площадью от единиц до 40—50 км². Значительно более распространены мелкие субвулканические интрузии и дайки лейкократовых и субщелочных гранитов, граносиенитов, кварцевых сиенитов, гранит- и граносиенит-порфиров. Они нередко сгруппированы в протяженные цепочки вдоль зон региональных разломов. Все разности гранитоидов окрашены в розово-красные тона и характеризуются значительным разнообразием структурных признаков. В узких эндоконтактовых зонах породы приобретает порфировый, аплитовидный или даже фельзитовый облик. Явления гибридности этим интрузиям не свойственны. Экзоконтактовый метаморфизм проявляется лишь в слабом окварцевании и ороговиковании вмещающих толщ.

Интрузии ульдзагольского комплекса обычно тесно ассоциируют с пермскими вулканогенными образованиями, которые они повсеместно прорывают. Эффузивно-пирокластические толщи местами содержат нижнепермскую флору. Галька лейкократовых гранитоидов, по данным Ю. М. Логинова и других, содержится в конгломератах верхней перми в районе сомона Цаган-Обони и в других пунктах. Абсолютный возраст раннепермских гранитов из района урочища Барун-Хонхор составляет 244 млн. лет (Бобров и др., 1963), что близко соответствует абсолютному возрасту пермских эффузивов. Последний, по одной пробе, отобранной автором к югу от г. Чойбалсан, оказался равным 255 млн. лет.

Интрузии южномонгольского комплекса в районе сомонов Мантах и Джинсэт, по данным А. К. Уфлянда, А. А. Храпова, М. В. Чехович и автора, прорывают осадочно-вулканогенные толщи с флорой нижней перми, а к югу от сомона Джинсэт перекрываются флористически охарактеризованными отложениями верхней перми. Галька и валуны лейкократовых гранитов и граносиенитов в изобилии содержатся в верхнепермских отложениях в районе сомонов Ноян, Сангин-Далай и в хр. Нукут-Дабан. Абсолютный возраст раннепермских интрузий района пос. Югодзырь составляет 249 млн. лет (Бобров и др., 1963).

В южной части Уланульского поднятия Южно-Монгольской системы наряду с массивами лейкократовых и биотитовых субщелочных гранитов, аналогичных интрузиям южномонгольского комплекса, известен и ряд крупных массивов средне- и крупнозернистых эгирин-рибекитовых щелочных гранитов, впервые выявленных Ю. Я. Петровиным и Б. М. Казаковым. Они прослеживаются вдоль северного обрамления Внутренне-Монгольской системы от района сомона Хан-Богдо до жел.-дор. ст. Дзамыйн-Удэ. Ассоциация субщелочных и щелочных гранитов юга Уланульского поднятия выделяется в ханбогдинский комплекс. Интрузии этого комплекса, в том числе и щелочные граниты, прорывают каменноугольные и, видимо, раннепермские эффузивно-пирокластические толщи. Верхний предел их возраста не установлен.

В краевых поднятиях Внутренне-Монгольской системы пермские интрузии (байримобинский комплекс) имеют более сложный состав. Они образуют ряд удлинённых массивов, наиболее крупный из которых расположен на востоке Тотошаньского поднятия. Интрузии комплекса сложены средне- и крупнозернистыми биотитовыми, биотит-роговообманковыми и лейкократовыми гранитами с подчиненными им гранодиоритами и граносиенитами. Среди гранитоидов отмечаются ксенолиты пород среднего и основного состава. В районе горы Байрим-Обо, по наблюдениям О. Д. Суетенко и автора, гранитоиды прорывают фаунистически охарактеризованную нижнепермскую вулканогенно-осадочную толщу, породы которой на контакте слабо ороговикованы и окварцованы. Верхняя возрастная граница интрузии не установлена.

В смежных областях Китая верхнепалеозойские гранитоидные интрузии известны под названием «Монгольские граниты» на востоке и «граниты Тянь-Шань» на западе. Они, видимо, объединяют все верхнепалеозойские интрузии этой территории (Основы тектоники Китая, 1962). В Большом Хингане, по данным Тан Кэ-дуна (1959), рассматриваемые интрузии находят свои аналоги в позднегерцинских, а частью и в раннегерцинских гранитоидах, выделяемых этим исследователем. Абсолютный возраст этих групп интрузий составляет соответственно 300 и 260—270 млн. лет. В Восточном Забайкалье, в Приаргунье выделяется три верхнепалеозойских комплекса: кручининский, газимурский и верхнеундинский (Тихомиров и др., 1964). Первые два из них, видимо, являются аналогами ценхиргольского комплекса, а верхнеундинский близок ульдзагольскому.

ПОЗДНЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИИ

Ультраосновные и основные позднепермские интрузии солонкерского комплекса известны лишь на крайнем юге страны, в Солонкерском прогибе, где изучались Б. М. Казаковым и автором. Соображения о их верхнепермском возрасте были впервые высказаны Р. А. Хасиным и А. А. Храповым (1965). Всего выявлено около 50 гипербазитовых тел, составляющих субширотный пояс, локализующийся в осевой части прогиба и уходящий своими флангами на территорию Китая. Наиболее крупные массивы достигают размеров $27 \times 1,5$ и $12 \times 2,5$ км², однако

в основном это небольшие линзовидные тела. Среди ультраосновных пород преобладают апоперидотитовые серпентиниты, серпентинизированные перидотиты, реже встречаются дуниты. Ультраосновные массивы сопровождаются небольшими телами габбро, габбро-диоритов и габбро-диабазов, которые, по данным Б. М. Казакова, прорывают серпентиниты в районе горы Суланг-Хэрэ-Обо. Верхнепермский возраст гипербазитов и габброидов определяется на основании залегания их среди фаунистически охарактеризованных верхнепермских отложений. Аналогичные представления о пермском возрасте гипербазитов разделяют и китайские геологи, причем ими не исключается и раннемезозойский возраст ультраосновных интрузий (Основы тектоники Китая, 1962).

ТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Впервые триасовые гранитоиды выделены под названием бороундурского комплекса В. А. Бобровым (1962а). Они развиты главным образом в Центрально-Монгольской и Гобитяньшаньско-Нукутдабанской зонах, а также в пределах Внутренне-Монгольской системы.

Триасовые интрузии Центрально-Монгольской зоны, выделяемые в собственно бороундурский комплекс, тесно ассоциируют с триасовыми вулканитами. Они образуют изометричные или удлинённые дискордантные массивы площадью от десятков до 300—400 км² и мелкие трещинные тела. Интрузии приурочены к региональным разломам северо-восточного, субширотного и северо-западного направлений и нередко группируются в протяженные «стволы». Более крупные массивы сложены преимущественно средне- и крупнозернистыми лейкократовыми субщелочными гранитами и аляскитами с характерным морион-кварцем. В периферических частях наблюдаются переходы в мелкозернистые лейкократовые граниты, граносиениты и гранит-порфиры. Широкое распространение в составе комплекса получили мелкозернистые лейкократовые и аплитовидные граниты, гранофиры, щелочные рибекитовые граниты, граносиениты и их порфировые аналоги. Они образуют самостоятельные мелкие тела, а также формируют позднюю фазу крупных массивов.

Интрузии бороундурского комплекса в ряде пунктов, по наблюдениям Б. А. Казакова, В. А. Боброва, Р. А. Хасина и автора, прорывают триасовые вулканиты и фаунистически охарактеризованные верхнепермские отложения, а Дашибалбарский массив, по данным В. А. Амантова, также и эффузивно-осадочную толпу с кейперской флорой. Граниты Бороундурского массива перекрыты туфогенно-осадочной толщей с флорой средней—верхней юры. В ее базальных слоях наблюдается галька лейкократовых и пегматоидных гранитов. Абсолютный возраст гранитов Бороундурского массива варьирует от 194 до 238 млн. лет, составляя в среднем 220 млн. лет (Бобров и др., 1963). Аналогичные данные получены в лаборатории ВАГТа по двум пробам, отобранным автором из среднезернистых лейкократовых гранитов массива Хайрха-Ула и вмещающим его триасовым трахилипаритовым порфирам. Абсолютный возраст гранитов оказался равным 217 млн. лет, а эффузивов — 231 млн. лет. В районе сомона Матат абсолютный возраст гранитов и эффузивов соответственно 225 и 230 млн. лет.

Приведенные данные свидетельствуют о поздне триасовом (возможно, поздне триасово-раннеюрском) возрасте интрузий бороундурского комплекса.

Поздне триасовые интрузии Нукутдабанского и восточного фланга Уланульского поднятий Южно-Монгольской системы выделяются в югдзырьский комплекс, а близкие им по составу интрузии, размещающиеся в краевых частях Внутренне-Монгольской системы, — в халцзанульский

комплекс. Это резко дискордантные тела площадью до 200—600 км², локализующиеся в зонах субширотных и северо-восточных разломов. В составе интрузий югодзырьского комплекса наиболее ранними являются средне- и крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты. Большинство массивов комплекса сложено среднезернистыми лейкократовыми морион-гранитами и аляскитами, переходящими в краевых частях тел в мелкозернистые и аплитовидные, часто грейзенизированные разности. Самостоятельные мелкие тела гранит-порфиров и мелко-среднезернистых лейкократовых, мусковитовых и турмалинсодержащих гранитов принадлежат поздней фазе комплекса. Интрузии халцзанульского комплекса сложены главным образом лейкократовыми гранитами и аляскитами. Массивы гранитов окружены неширокими ореолами роговиков.

Возраст интрузий югодзырьского комплекса основан на данных по одноименному району, где, по наблюдениям автора, граниты прорывают фаунистически охарактеризованные отложения верхней перми и перекрываются юрскими эффузивами (с абсолютным возрастом 150—185 млн. лет). Абсолютный возраст гранитов, по данным В. А. Боброва (1962б) и автора, составляет 183—220 млн. лет (по 10 пробам). Интрузии халцзанульского комплекса, по наблюдениям Г. И. Хубльдикова и автора, прорывают фаунистически охарактеризованные верхнепермские отложения (Халцзанульский массив и некоторые массивы юга хр. Тото-Шань.). Обломки лейкократовых гранитов наблюдаются в юрских (?) туфоконгломератах восточнее горы Ханга-Обо. Абсолютный возраст гранитов хр. Хурхэ-Ула, по данным автора, равен 205 млн. лет.

На территории Солонкерской зоны наряду с небольшими телами лейкократовых гранитов, видимо, принадлежащих халцзанульскому комплексу, известен и ряд массивов умеренно кислых гранитоидов и подчиненных им пород среднего и основного состава. Они, вероятно, являются наиболее ранними в ряду триасовых интрузий рассматриваемой территории. В осевой части Солонкерской зоны среди верхнепермских эффузивно-осадочных толщ залегают небольшие тела сильно измененных биотит-роговообманковых, существенно калишпатовых гранитов, граносиенитов и гранодиоритов, которые выделяются в хангаобинский комплекс. Гранитоиды содержат многочисленные ксенолиты слабо измененных эффузивов. В краевой части Солонкерской зоны среди верхнепермских терригенных отложений размещаются средних и крупных размеров многофазные массивы баянобинского комплекса. Формирование их началось внедрением габбро, габбро-диоритов и диоритов. Более поздней фазе, очевидно, принадлежат гранодиориты, местами переходящие в тоналиты и кварцевые диориты. Большинство массивов комплекса сложено средне- и крупнозернистыми порфиroidными гранитами и адамеллитами. В эндоконтактах граниты становятся мелкозернистыми, меланократовыми и часто приобретают гнейсовидную текстуру. Вмещающие породы на контактах превращены в гнейсы, кристаллические сланцы и местами мигматизированы. Заключительной фазе принадлежат мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты.

Триасовый возраст хангаобинского и баянобинского комплексов основан главным образом на эруптивных взаимоотношениях гранитоидов с фаунистически охарактеризованными отложениями верхней перми (наблюдения автора в районе горы Ханга-Обо и западнее сомона Солонкер). Дайкообразные тела гранитов, по наблюдениям А. А. Кулеша, прорывают также верхнепермские гипербазиты западнее горы Суланг-Хэрэ-Обо. Перекрываются гранитоиды только отложениями нижнего мела. Гранитоиды Баянобинского массива, кроме того, прорваны телами лейкократовых гранитов, видимо, принадлежащих халцзанульскому комплексу.

Юрские интрузии развиты главным образом на территории Центрально-Монгольской зоны, где в составе их выделены два, видимо, близко разновозрастных средне-позднеюрских комплекса: хайдельгерханский и шарахадинский. Впервые они описаны В. А. Бобровым (1962а).

К хайдельгерханскому комплексу отнесены небольшие (до 10—30 км²) трещинные, часто дайкообразные тела, залегающие среди полей юрских эффузивов. Более крупные из них сложены в основном мелко- и среднезернистыми лейкократовыми субщелочными гранитами, переходящими в краевых частях в граносиениты. Реже встречаются щелочные рибекитовые граниты. Мелкие тела и дайки сложены лейкократовыми, аплитовидными и гранофировыми гранитами, граносиенитами, гранит- и граносиенит-порфирами, щелочными гранитами, кварцевыми сиенитами, сиенит-порфирами, кварцевыми порфирами и сиенит-диоритами. Отличительная особенность пород комплекса — непостоянство минералогического состава, крайняя изменчивость структурных признаков гранитоидов и широкое развитие миаролитовой текстуры. Эндоконтактные изменения гранитоидов проявляются в образовании маломощных зон с мелкозернистым и порфировым сложением. Вмещающие породы испытывают слабую закалку, реже отмечаются узкие зоны биотитовых роговиков. Интрузии хайдельгерханского комплекса прорывают средне-позднеюрские существенно вулканогенные образования, в том числе и охарактеризованные биостратиграфически. Верхняя возрастная граница интрузий фиксируется по налеганию на них отложений цаганцабской и дзунбаинской свит верхов юры — нижнего мела, нередко содержащих гальку граносиенитов и гранофировых гранитов.

К шарахадинскому комплексу отнесены интрузии лейкократовых, биотитовых и аляскитовых морион-гранитов, которые размещаются в выступах докембрийских и палеозойских образований, протягивающихся вдоль южной периферии зоны и в бассейне р. Керулен. Интрузии образуют изометричные или овальные тела площадью от десятков до 250 км², которые размещаются в зонах северо-восточных разломов или в узлах их пересечения с разломами северо-западного направления. Среди пород комплекса преобладают средне- крупнозернистые лейкократовые и аляскитовые граниты. По периферии массивов они переходят в мелкозернистые аплитовидные и порфировидные разновидности, иногда обогащенные биотитом, ориентированным субпараллельно плоскости контакта. Породы нередко грейзенизированы. В сложении некоторых массивов участвуют порфировидные биотитовые граниты. Местами наблюдаются тела аплитовидных, двуслюдяных и амазонитовых гранитов и гранит-порфиров, принадлежащих поздней фазе. Интрузии шарахадинского комплекса, по данным В. В. Батурина, С. И. Мормиля и автора, в районе пос. Барун-Цогто прорывают отложения верхней перми, которые на контакте ороговикованы и окварцованы в зоне шириной до 0,3 км. Многими исследователями наблюдалось налегание на граниты рассматриваемого комплекса отложений цаганцабской и дзунбаинской свит. Абсолютный возраст грейзенизированных гранитов района поселков Барун-Цогто и Тумэн-Цогто составляет 130—146 млн. лет (Каленов, 1967).

На юге Монголии юрские интрузии, аналогичные хайдельгерханскому комплексу, установлены в Нукутдабанском поднятии, где они образуют небольшие трещинные тела, залегающие среди юрских (абсолютный возраст 150—185 млн. лет) эффузивов. Вполне вероятны юрские интрузии и на территории Внутренне-Монгольской системы.

Более молодые проявления гранитоидного магматизма на территории Юго-Восточной Монголии неизвестны, и какие-либо сведения о эруптивных взаимоотношениях гранитов с биостратиграфически охарактеризо-

ванными отложениями нижнего мела отсутствуют. Начиная с конца юры рассматриваемая территория вступила в новую стадию развития, которая по своему тектоническому режиму наиболее близка к условиям молодой платформы. Первым проявлением магматической активности этого качественно нового этапа были излияния верхнеюрско-нижнемеловых эффузивов (цаганцабская свита), которые по своим особенностям близки к типу трапшových формаций.

Мезозойские интрузии на сопредельной территории Китая (Тан Кэ-дун, 1959) выделяются под названием яньшаньских гранитов, хорошо сопоставимых с хайдельгерханским комплексом Юго-Восточной Монголии. Кроме того, в составе пермо-триасовых «Монгольских гранитов» указываются крупные интрузии лейкократовых гранитов, несущих редкометальную минерализацию и имеющих абсолютный возраст около 220 млн. лет. Они, видимо, соответствуют югодзырьскому комплексу рассматриваемой территории. В Восточном Забайкалье наиболее близкими бороундурскому комплексу является уртуйский, шарахадинскому — кукульбейский, а хайдельгерханскому — куйтунский.

Некоторые выводы

Приведенный материал показывает, что большинство интрузивных комплексов Юго-Восточной Монголии принадлежат габбро-диорит-гранодиоритовому, габбро-монцит-сиенитовому и субвулканическому гранитному формационным типам, в понимании Ю. А. Кузнецова. Реже встречаются представители ряда батолитовых гранитоидных формаций. Все интрузивные комплексы, в сложении которых участвуют габброиды, диориты и умеренно кислые гранитоиды, отличаются широким развитием пород гранодиоритового состава. Представители габбро-плагногранитной группы формаций, для которых, согласно Ю. А. Кузнецову (1964), характерно обособление основных и кислых пород при одновременно резко подчиненной роли разностей промежуточного состава, развиты крайне ограниченно. Они не образуют сколько-нибудь заметных интрузивных тел и совершенно не изучены.

В размещении различных типов интрузий устанавливается продольная и поперечная зональности. Продольная кислотно-основная и щелочная зональности совпадают с общей формационно-тектонической расчлененностью территории и тесно увязываются с режимом вертикальных движений тектонических зон различного масштаба. Кислотно-основная зональность проявляется в «раннеорогенных» интрузивных комплексах, к числу которых в различных тектонических зонах принадлежат кембродордовикские, каменноугольные или триасовые интрузии. Выражением ее является, в частности, повышенная валовая основность и более широкое развитие основных и средних пород в составе раннеорогенных интрузий эвгеосинклинальных зон (Керуленского и Ундуршиллинского прогибов, Гобийско-Хинганской и Солонкерской зон) по сравнению с соответствующими интрузиями иных структурных элементов складчатого пояса. На позднеорогенных этапах (например, в перми на территории Южно-Монгольской системы), когда почти повсеместно происходило внедрение лейкократовых гранитоидов, эти различия нивелируются.

Продольная щелочная зональность устанавливается для «позднеорогенных» лейкократовых гранитоидов. Самое значительное ее проявление — развитие в наиболее стабильных зонах интрузий щелочных гранитов.

Поперечная щелочная зональность, выявленная только для верхнепалеозойских «раннеорогенных» интрузивных комплексов, проявляется независимо от кислотно-основной. Выражением ее является ряд широких субмеридиональных поясов (поперечных систем блоков) рас-

пространения однотипных ассоциаций каменноугольных интрузивных пород — нормальных щелочноземельных (габбро-диорит-гранодиоритовая ассоциация) и пород с повышенной щелочностью (габбро-монционит-сienитовая ассоциация). На юго-востоке Монголии намечается три таких поперечных пояса: Западно-Гобийский, охватывающий отроги хребтов Гобийский Алтай и Гобийский Тянь-Шань, Центрально-Гобийский, протягивающийся через территорию Средне-Гобийского и Уланульского поднятий и центральную часть Гобийско-Хинганской зоны, и Восточно-Гобийский, охватывающий Южно-Керуленское и Нукутдабанское поднятия и восточный фланг Гобийско-Хинганской зоны. Все эти пояса являются сквозными. Они пересекают разновозрастные складчатые системы и зоны и прослеживаются в более северные области Монголии. Свойственные им ассоциации интрузивных пород «прерываются» лишь на территории миогеосинклинальных зон (в частности, Гобилтайско-Сухэбаторской), на всем протяжении которых интрузии имеют существенно гранитный состав и не сопровождаются синхронным вулканизмом. Подобные различия в характере каменноугольных интрузий, видимо, обусловлены различным строением земной коры в этих поперечных поясах. В частности, Центрально-Гобийский пояс развития «монционитоидных» интрузий, которому свойственны крупные выступы позднедокембрийских кремнисто-карбонатных толщ, очевидно, имеет иное строение земной коры по сравнению с Западно- и Восточно-Гобийскими поясами развития нормальной щелочноземельной ассоциации. В ее пределах докембрийские отложения представлены глубоко метаморфизованными вулканогенно-терригенными сериями. Центрально-Гобийский пояс, кроме того, отличается повышенной ролью базальтоидов в составе верхнепалеозойских вулканитов, тогда как в пределах Западно- и Восточно-Гобийских поясов они имеют преимущественно андезит-дацит-липаритовый состав.

Размещение различных типов раннемезозойских интрузий, отличающихся своей кислотностью и щелочностью, подчиняется продольной субширотной зональности, поперечной к общему простиранию Тихоокеанского пояса, но совпадающей с расположением верхнепалеозойских зон различной мобильности. Формационные особенности триасовых и юрских интрузий закономерно зависят от режима развития данной зоны на соответствующем этапе ее раннемезозойской истории. Последняя проявляет определенные черты преемственности от предшествующего верхнепалеозойского тектонического режима.

Геосинклинальные и геоантиклинальные зоны, обособляющиеся в палеозойских структурах территории, заметно различаются по интенсивности и продолжительности процессов гранитоидного магматизма. В геосинклинальных зонах (Гобилтайско-Сухэбаторской, Гобийско-Хинганской, Солонкерской) развиты, преимущественно, только верхнепалеозойские или только раннемезозойские интрузии. Геоантиклинальные зоны (Центрально-Монгольская, Гобитяньшаньско-Нукутдабанская, а также Южно-Гобийское и Тотошаньское поднятия) содержат множество поколений гранитоидных интрузий, часто образующих крупные массивы. В геоантиклинальных зонах юга территории, помимо докембрийских, установлены средне- и верхнепалеозойские и раннемезозойские интрузии. Центрально-Монгольской зоне свойственно широкое развитие нижнепалеозойских (в том числе ультракислых и щелочных), верхнепалеозойских и раннемезозойских интрузий и ограниченное — среднепалеозойских. Указанное обстоятельство сближает Центрально-Монгольскую зону с нижнепалеозойскими структурами Приаргунья и Хингано-Буреинского массива, но резко отличает ее от раннекаледонских складчатых сооружений Северо-Западной Монголии и Алтае-Саянской области.

Одной из основных особенностей развития магматизма территории является расширение ареала гранитообразования во времени, распро-

страняющегося от раннего палеозоя к мезозою на все более обширные территории. В соответствии с разрастанием площадей, охваченных коровым магматизмом, находится сокращение во времени эвгеосинклинальных площадей, причем возраст соответствующих офиолитовых серий закономерно омолаживается с севера на юг. Центральнo-Монгольская зона и Керуленский и Ундуршиллинский шовные прогибы, входящие в состав Северного мегаблока Монголии (Амантов и др., 1968), где первое массовое гранитообразование произошло в начале палеозоя одновременно с замыканием последних эвгеосинклинальных прогибов, резко отличаются от остальных структурных элементов Юго-Восточной Монголии в первую очередь тем, что на всей их территории континентальная кора, видимо, сформировалась уже в раннем палеозое. В более южных областях, принадлежащих Южному мегаблоку Монголии, в течение всего палеозоя происходил прогрессивный рост (по площади) континентальной коры, сформировавшейся на значительной части этой территории только в позднем палеозое. Одновременно с этим здесь имел место и обратный процесс заложения новых эвгеосинклинальных прогибов типа Солонкерского. Процессы разрушения континентальной коры Северному мегаблоку не свойственны.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Суятенко О. Д., Хасин Р. А., Хуру Ч. 1968. Основные черты тектоники Монголии. — В кн.: Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3. Орогенные пояса. М., «Наука».
- Амантов В. А., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Хасин Р. А. 1966. Основные черты интрузивного магматизма каледонской складчатой области Северо-Западной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».
- Бобров В. А. 1962а. Интрузивные комплексы Восточной Монголии и сравнение их с интрузивными комплексами Забайкалья. — В кн.: Материалы по гранитоидам Забайкалья. М., Госгеолтехиздат.
- Бобров В. А. 1962б. О возрасте вольфрамового и молибденового оруденения района Югодзырь. — Геол. рудных м-ний, № 3.
- Бобров В. А., Полева Н. И., Спринцзон В. Д., Тихомиров Н. И. 1963. Возрастные группы интрузивных пород Забайкалья и Восточной Монголии по результатам определения абсолютного возраста и геологическим данным. — Сов. геол., № 3.
- Каленов А. Д. 1967. О возрасте рудоносных интрузий оловянных и вольфрамовых месторождений Центральной и Восточной Монголии. — Докл. АН СССР, т. 176, № 6.
- Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., «Недра».
- Ли Пу. 1965. Определения абсолютного возраста пегматитов и гранитов по слюдам калий-аргоновым методом в районах Внутренней Монголии и Нанкина (КНР). — Изв. АН СССР, № 4.
- Нин Ци-шен. 1959. Региональная стратиграфия Большого Хингана. — В сб.: Закономерности минерагении и региональной геологии Большого Хингана и сопредельных территорий. Пекин, Изд-во Дичжи Чубаньшэ (на кит. яз).
- Основы тектоники Китая. 1962. М., Госгеолтехиздат.
- Тан Кэ-дун. 1959. Интрузии гранитоидов в центральной и северной частях Большого Хингана. — В сб.: Закономерности минерагении и региональной геологии Большого Хингана и сопредельных территорий. Пекин, Изд-во Дичжи Чубаньшэ (на кит. яз.).
- Тихомиров Н. И., Козубова Л. А., Тихомиров Н. Н., Казыцын Ю. В., Харкевич Д. С., Попов Е. Н., Рудакова Ж. Н., Павлова В. А., Розинов М. С. 1964. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра».
- Хасин Р. А. 1947. Киммерийские гранитоиды Восточной Монголии. — Сов. геол., № 24.
- Хасин Р. А., Храпов А. А. 1965. Новые гипербазитовые пояса Южной Монголии. — Докл. АН СССР, т. 165, № 4.
- Херасков Н. П. 1963. Некоторые закономерности в строении и развитии структуры земной коры. — Труды ГИН, вып. 91.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

Территория Северо-Восточной Монголии, охватывающая горные сооружения Хэнтэя, отчасти Хангая и равнину крайнего северо-востока страны (см. рис.), вмещает структурные элементы поздних палеозой — ранних мезозой юго-западного фланга Монголо-Амурской (Монголо-Охотской) складчатой системы и обрамляющие ее структуры Северо-Монгольской системы ранних каледонид (Геологическое строение . . ., 1966; Амантов и др., 1967 а, б; Хасин, Борзаковский, 1966).

Северо-Монгольская система построена сложным комплексом геосинклинальных отложений верхнего протерозоя — нижнего кембрия и менее развитым орогенно-инверсионным комплексом осадочных и вулканогенных образований нижнего палеозоя (среднего кембрия — ?). На ее площади, кроме того, широко распространены преимущественно терригенные отложения внешних прогибов нижнесилурийского, девонского и ниже-среднекаменноугольного возраста, несогласно перекрывающие более древние отложения и местами (Прикуруленский прогиб в среднем течении рек Мурон-Гол и Цэнхир-Гол) имеющие почти геосинклинальный характер, а также вулканы среднего — верхнего карбона и перми, верхнепермская морская моласса и континентальные вулканогенные, реже осадочные образования триаса и юры.

Структуры Северо-Монгольской системы по древним разломам глубинного заложения сочленяются с краевыми поднятиями Монголо-Амурской системы. Последние сложены вулканогенно-кремнистыми и аспидными образованиями верхнего протерозоя — нижнего кембрия и карбонатными песчаниками и филлитами нижнего палеозоя. Выше, в краевых поднятиях с резким несогласием залегают вулканогенные покровы девонского возраста, терригенные молассоидные отложения нижнего карбона, морская моласса верхней перми и континентальные осадочно-вулканогенные образования триасового и юрского возраста. В осевой части Монголо-Амурской системы располагаются сравнительно узкие геосинклинальные прогибы, выполненные отложениями отдаленной кремнисто-терригенной и терригенной формаций девон-карбонового, а на северо-восточном фланге ее девон-нижнетриасового возраста. В хангайской части системы на геосинклинальных отложениях девона-карбона залегают комплекс континентальных отложений поздней перми — раннего триаса (Амантов, Радченко, 1959), а в Хэнтэе — тождественный последнему комплекс отложений позднего триаса (?) — ранней юры (Амантов и др., 1967а). Частные геосинклинальные прогибы вкпе с обрамляющими их краевыми поднятиями образуют в пределах системы несколько крупных блоков, различным временем консолидации которых обуславливается общая для системы закономерность «скользящего» отмирания геосинклинального режима с запада на восток (Геологическое строение . . ., 1966). Границами блоков являются протяженные долгоживущие северо-западные пороги (Амантов и др., 1967а).

Наиболее ранние сведения об интрузивных породах описываемой территории приводятся в трудах В. А. Обручева, А. А. Чернова, И. В. Палибина и особенно М. А. Усова. В послереволюционное время изучение

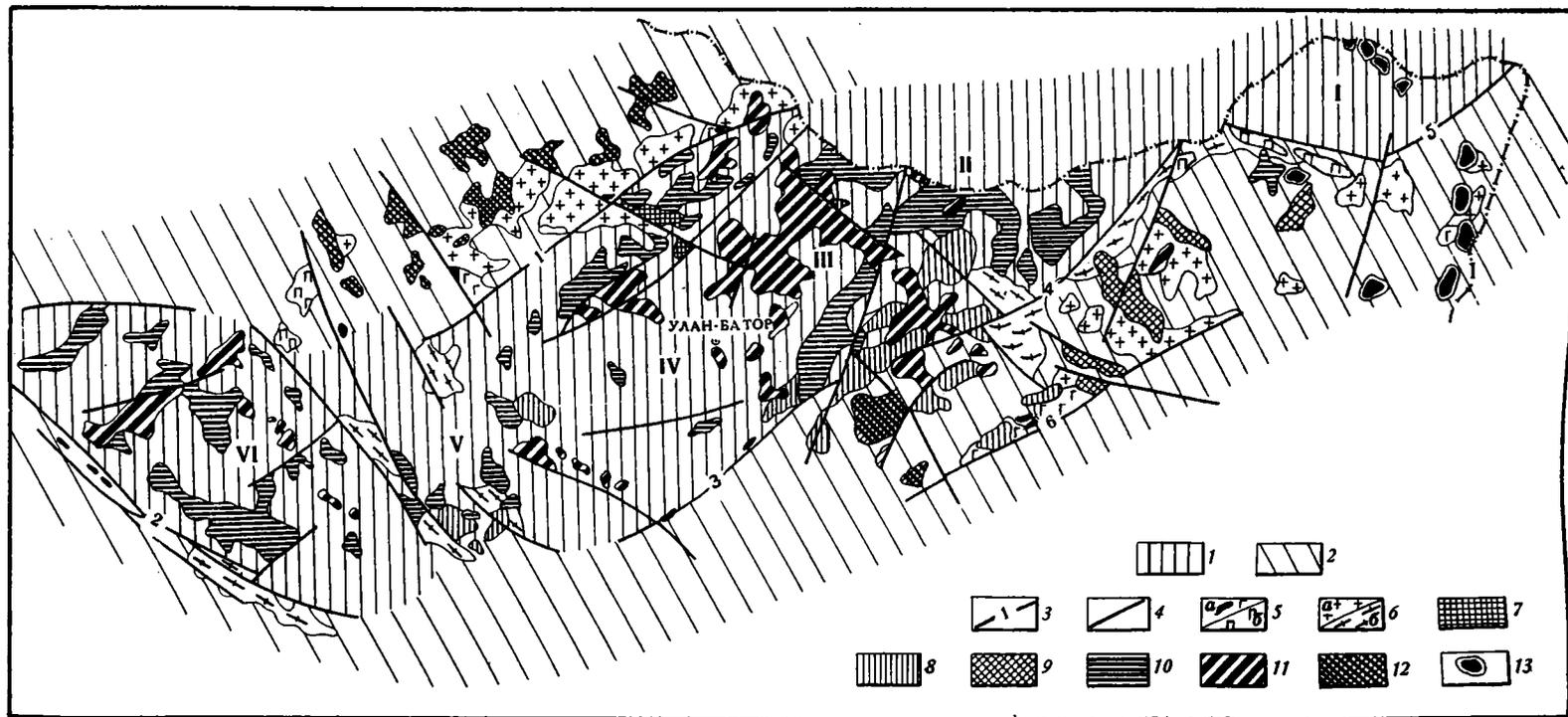


Схема размещения интрузий в структурах Северо-Восточной Монголии

1 — Монголо-Амурская позднепалеозойская—раннемезозойская складчатая система; I — Агинский блок, II — Даурский блок, III — Бархинский порог, IV — Хэнтэйский блок, V — Восточно-Хангайский порог, VI — Хангайский блок; 2 — Северо-Монгольская раннекаледонская складчатая система; 3 — глубинные разломы (арабские цифры на схеме): 1 — Байнгольский, 2 — Баянхонгорский, 3 — Южно-Хэнтэйский, 4 — Ононский, 5 — Ульдзинский, 6 — Керулеский, 4 — прочие разломы. *Интрузивные комплексы. Нижнего палеозоя:* 5 (a) — муронский комплекс серпентинитов, пироксенитов и габбро, 5 (б) — ульдзинский комплекс плагиогранитов, кварцевых диоритов, тоналитов, диоритов; 6 (a) — байльзитский комплекс гранитов и гранодиоритов, 6 (б) — эрандабанский комплекс батолитовых гранитов, гранито-гнейсов.

Среднего палеозоя: 7 — харинский комплекс калиевых гранитов, граносиенитов и гранит-порфиров. *Верхнего палеозоя:* 8 — южно-хэнтэйский комплекс гранитов, плагиогранитов, гранодиоритов, диоритов и габбро-диоритов, 9 — норбулинский комплекс лейкократовых гранитов гранит-порфиров: Верхней перми, триаса и юры: 10 — хангайский и кыринский комплексы батолитовых гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, 11 — восточнохангайский и шарахадинский комплексы лейкократовых и биотитовых гранитов, аляскитов и гранит-порфиров, 12 — селенгинский и орхонский комплексы гранитов, гранодиоритов, диоритов, габбро, 13 — ималкинский и хухучулинский комплексы гранитов, гранодиоритов и диоритов.

интрузий Северо-Восточной Монголии осуществляется в связи с поисками месторождений полезных ископаемых и в плане общего геологического картирования этой части страны. Результаты этих исследований в разное время частично были опубликованы в работах Б. М. Куплетского, В. К. Чайковского, В. А. Обручева, А. Х. Иванова, Н. А. Маршнова, Р. А. Хасина, А. Д. Каленова, В. А. Боброва и некоторых других геологов. В 1963—1965 гг. автором совместно с В. А. Амантовым при геологических исследованиях в пределах описываемой территории был собран большой фактический материал, иногда коренным образом меняющий некоторые прежние представления о времени формирования и особенностях интрузивных пород этого обширного региона. На основании всех исследований, с учетом данных геологических съемок 1966—1970 гг. может быть предложена новая схема интрузивного магматизма Северо-Восточной Монголии (табл. 1).

Приуроченность перечисленных интрузивных комплексов к главным структурным зонам и их возрастное сопоставление показаны в табл. 2.

Таблица 1

Последовательность формирования интрузивных комплексов Северо-Восточной Монголии

Комплекс	Порода	Возраст
	Н и ж н и й п а л е о з о й	
Муронский	Габбро, серпентиниты, пироксениты, перидотиты	Нижний кембрий
Ульдзинский	Плагииграниты, кварцевые диориты, тоналиты, диориты	Нижний—средний кембрий
Баилзятский	Граниты, адамеллиты, гранодиориты, субщелочные граниты	Верхний кембрий—ордовик (?)
Эрандабанский	Батолитовые граниты, гранито-гнейсы	Верхний кембрий—ордовик (?)
	С р е д н и й п а л е о з о й	
Цэнхиргольский	Габбро-диабазы, габбро	Нижний—средний девон
Харинский	Граниты, граносиениты, гранит-порфиры	Девон (?)
	В е р х н и й п а л е о з о й (д о в е р х н е п е р м с к и е)	
Южнохэнтэйский	Граниты, плагииграниты, гранодиориты, диориты, габбро-диориты	Верхний карбон — нижняя пермь
Норбулинский	Граниты, гранит-порфиры	Нижняя пермь
	В е р х н и й п а л е о з о й и м е з о з о й (в е р х н е п е р м с к и е — ю р с к и е)	
Селенгинский	Граниты, диориты, диабазы	Верхняя (?) пермь
Хангайский	Батолитовые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты	Верхняя пермь
Восточнохангайский	Граниты, аляскиты, гранит-порфиры	Триас
Кыринский	Батолитовые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты	Верхний триас
Орхонский	Граниты, гранодиориты, диориты, аляскиты, щелочные граниты	» »
Шарахадинский	Граниты, аляскиты, гранит-порфиры	Нижняя—средняя юра
Ималкинский	Граниты, гранодиориты, диориты	Верхняя юра
Хухучулинский	Граниты, гранит-порфиры	» »

Нижнепалеозойские интрузии представлены муронским, ульдзинским, байльзитским комплексами, характерными для структур Северо-Монгольской системы и эрэндабанским комплексом, распространенным главным образом в южных краевых поднятиях Монголо-Амурской системы и на сочленении их со структурами обрамления (табл. 2).

Муронский комплекс. Гипербазитовые интрузии Восточной Монголии под этим названием впервые описаны В. А. Бобровым (1962). Нами в состав комплекса относятся и все основные породы, разновозрастные с гипербазитами и приуроченные к одним и тем же глубинным разломам. В южном обрамлении Монголо-Амурской системы массивы комплекса известны в районе сомона Мурон и г. Ундурхана (Керуленский разлом), около пос. Цахирийн-Чжиса и севернее сомона Баян-Цаган (Южно-Хэнтэйский разлом), а также в междуречье Онон и Ульдзы (Ульдзинский разлом). В северном обрамлении они установлены в междуречьях Орхон и Хары, Орхон и Толы, вблизи сомонов Иуру и Батцэнгил, как правило, в узлах пересечения Байнгольского глубинного разлома поперечными северо-западными разломами.

Площадь массивов комплекса до 20—30 км², редко до 150 км². Встречаются и дискордантные изометричные и удлиненные в плане согласные массивы, суббазальные и линзовидные тела (иногда доскладчатые) и редко дайки. Главные разновидности пород комплекса при общем преобладании в его составе габбро дифференцированы по различным массивам.

Гипербазиты образуют дайковые тела и единичные мелкие выходы. По составу среди них выделяются дуниты (магнезиальные оливиниты) и перидотиты, лерцолиты и оливиновые пироксениты, собственно пироксениты и иногда амфиболовые пироксениты, горнблендиты и габбро-пироксениты. Породы серпентинизированы, особенно дуниты, но собственно антигорит-хризотилевые серпентиниты обособлены в несколько некрупных автономных массивов в зонах Керуленского и Южно-Хэнтэйского разломов.

Габбро формируют большинство массивов. Они представлены либо оливиновыми габбро и габбро-норитами с переходами к пироксенитам, либо амфиболовыми габбро. Габбро в эндоконтактах массивов нередко раскисляются до габбро-диоритов и иногда до диоритов.

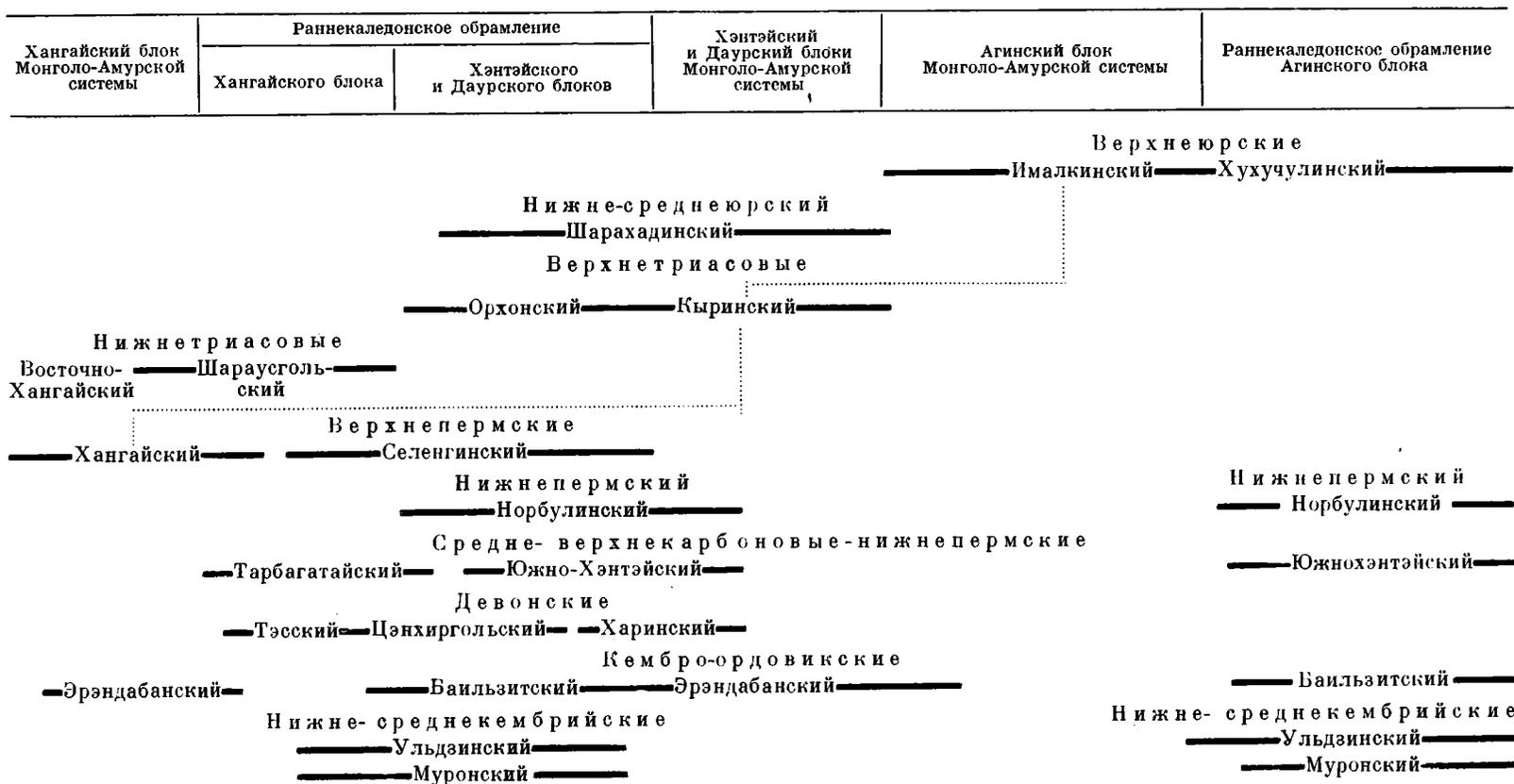
Химические составы габбро обогащены полевошпатовой известью и несколько недосыщены щелочами. В составе гипербазитов, наоборот, заметно повышена роль щелочей. Отношение магния и железа в них равно 4. Массивы комплекса имеют интрузивную природу и образовались, по-видимому, в результате внедрения и частичной дифференциации базальтовой магмы.

Габбро и гипербазиты прорывают нижнекембрийские (Амантов, 1966) отложения, перекрываются условно нижнепалеозойскими конгломератами и прорваны гранитами байльзитского комплекса (Амантов и др., 1967а). Кроме того, в междуречье Хара и Кудары пироксениты комплекса содержатся в гальке конгломератов, датруемых А. Г. Вологдиным средним кембрием на основании предварительных определений органических остатков (устное сообщение В. А. Ботезату). Изложенные данные позволяют считать возраст интрузии нижнекембрийским.

Габбро и гипербазиты муронского комплекса принадлежат к габбро-пироксенит-дунитовой формации Ю. А. Кузнецова (1964). С ними связаны никелевая, хромитовая и медно-сульфидная минерализация, а также проявления асбеста и талька (Бобров, 1962).

Ульдзинский комплекс включает существенно плагиогранитовые интенсивно катаклазированные интрузии — древнейшие среди гранитоидов Северо-Восточной Монголии. Название комплексу дается по

Схема сопоставления интрузивных комплексов Северо-Восточной Монголии



Примечание. Шараусгольский, тарбагатайский и тэсский интрузивные комплексы Северо-Западной Монголии в статье не рассматриваются.

району р. Ульдзы, где слагающие его породы уже давно считались каледонскими (Иванов и др., 1953). Массивы комплекса образуют здесь Приульдзинский ствол интрузий, вытянутый вдоль Ульдзинского разлома почти на 150 км. Они сложены однообразными мелко- и среднезернистыми светлоокрашенными интенсивно катаклазированными плагиогранитами, местами переходящими в трондьемиты и граниты. На западном фланге Приульдзинского ствола в ассоциации с плагиогранитами известны мелкие выходы диоритов и габбро-диоритов.

По северному обрамлению Монголо-Амурской системы в состав комплекса отнесены катаклазированные плагиограниты районов сомонов Сайхан и Дархан и правобережья р. Орхон (гора Салхиту). Здесь для них характерна такситовость из-за большого количества ассоциирующих с ними гибридных пород: тоналитов, кварцевых диоритов, диоритов и габбро-диоритов.

Плагиограниты имеют интрузивную природу. Предполагается, что подобно Муйскому комплексу байкалид (Салоп, 1967), они являются дифференциатами базальтовой магмы. Они прорывают с явлениями интенсивного контактового метаморфизма эвгеосинклинальные отложения верхнего протерозоя — нижнего кембрия (около сомона Сайхан) и аспидные сланцы ононской серии того же возраста (Приульдзинский ствол), содержат останцы габброидов муронского комплекса и прорываются гранитами байльзитского комплекса в районах сомона Дархан и горы Салхиту. На основании этих данных возраст плагиогранитов считается условно ниже-среднекембрийским.

Ульдзинский комплекс относится к плагиогранитовой формации Ю. А. Кузнецова (1964). Характерна интенсивная пиритизация плагиогранитов Приульдзинского ствола и повсеместное развитие среди них жил высокотемпературного, иногда хрусталеносного кварца.

Б а и л ь з и т с к и й к о м п л е к с представлен гранитами, иногда субщелочными гранитами и менее гранодиоритами и диоритами. Составляющие его массивы ранее рассматривались (Бобров, 1962 и др.) в различных комплексах (дарханский и урмугтейский комплексы). Крупные (до нескольких тысяч квадратных километров) массивы комплекса расположены в пределах Северо-Монгольской системы (междуречья Орхон и Хары, Орхон и Толы, Керулен и Онон и др.), более мелкие известны и в северном краевом поднятии Монголо-Амурской системы (левобережье р. Хары).

Становление комплекса было трехфазным. К первой фазе относятся некрупные массивы диоритов и ассоциирующих с ними гранодиоритов, кварцевых диоритов, тоналитов и сиенито-диоритов. Массивы этой фазы распространены незначительно. Породы мелко- и среднезернистые, слабо гнейсовидные, часто катаклазированные. Вторая, главная, фаза представлена массивными преимущественно среднезернистыми и крупнозернистыми существенно биотитовыми гранитами, переходящими в адмеллиты и гранодиориты. Преобладают граниты, но нередки и остальные породы, особенно в массивах северного обрамления Монголо-Амурской системы.

Третья фаза комплекса проявилась главным образом в южном обрамлении Монголо-Амурской системы (массивы Ундурханского района). Она представлена субщелочными и менее щелочными гранитами лейкократовыми или биотитовыми. В составе субщелочных гранитов отмечается гастингсит, а в щелочных — рибекит и эгирин.

Все породы комплекса активно контактируют с вмещающими породами. Преобладающий тип экзоконтактовых изменений — ороговикование, а иногда (в контакте гранитов второй фазы) — мигматизация и метасоматическая микроклинизация с образованием характерных порфиробластических микроклиновых метасоматитов. Особенно «охотно» микрокли-

низируются кислые эффузивы нижнепалеозойского возраста, ассоциация которых с гранитоидами представляется весьма характерной.

Химические составы главных пород комплекса обеднены полевошпатовой известью и нередко пересыщены глиноземом. Породы третьей фазы и иногда эндоконтактные породы главной фазы богаты щелочами, особенно калием.

Граниты комплекса прорывают нижнепалеозойскую (нижний—средний кембрий—?) харинскую серию (левобережье р. Хары), условно нижнепалеозойские кислые эффузивы (районы горы Баильзит и рудопроявления Бэрхэ), а также образования муронского и ульдзинского комплексов (см. выше). В районе горы Баильзит они перекрываются нижнесилурийскими отложениями (Амантов и др., 1967б), т. е., по геологическим данным, становление гранитов происходило в интервале времени от верхнего кембрия до ордовика включительно. Абсолютный возраст их на левобережье р. Хары, по шести определениям, выполненным геологами ГДР, варьирует от 520 до 410 млн. лет.

Гранитоиды баильзитского комплекса имеют интрузивную природу. Тесная пространственная ассоциация их с эффузивными образованиями дает основание относить комплекс к ряду вулканогенных интрузивных формаций Ю. А. Кузнецова (1964). В его чертах сочетаются признаки габбро-диорит-гранодиоритовой и субвулканической гранитной формаций, в трактовке этого автора. Интрузии комплекса сопровождаются контактово-метасоматическими проявлениями и месторождениями железа.

Эрэндабанский комплекс объединяет выявленные в разные годы на северо-востоке страны «огнейсованные» граниты и гранито-гнейсы (Иванов и др., 1953; Иванов, 1959; Бобров, 1962), связанные с зонами развития плагиогнейсов и кристаллических сланцев. Граниты образуют в массе последних автохтонные, реже аллохтонные плутоны, иногда только субпластовые линзовидные залежи и редко мелкие штоки и жилы. Протяженные (до 150 км) зоны и поля плутонометаморфизма эрэндабанского комплекса известны на южных и восточных отрогах Хангая, на юго-восточных отрогах Хэнтэя и в хр. Эрэн-Дабан. Наиболее характерна связь их с северо-западным структурным направлением и приуроченность к песчано-сланцевым отложениям верхнего протерозоя — нижнего кембрия, или нижнего палеозоя (нижнего—среднего кембрия?) южных окраинных зон Монголо-Амурской системы. Почти всегда гранитоидные породы постепенно переходят в гнейсы, а последние — в кристаллические сланцы и далее в ороговикованные породы.

Формирование комплекса условно считается двухфазным. В первую, главную (метаморфогенную), фазу сформировались: 1 — мелко- и среднезернистые часто гнейсовидные биотитовые существенно плагиоклазовые граниты с переходами к гранито-гнейсам; 2 — порфиробластические граниты, отличающиеся от первых присутствием порфиробласт калиевого полевого шпата; 3 — средне- и крупнозернистые, иногда пегматоидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, завершающие единый эволюционный ряд пород. Общие черты их — резко невыдержанный состав, взаимопереходы, директивные текстуры и преимущественно бластовые структуры. Одновременно с перечисленными породами в краевых зонах некоторых аллохтонных (?) массивов эрэндабанской зоны сформировались и слабо распространенные гранодиориты, кварцевые диориты и тоналиты.

Ко второй (анатектической) фазе отнесены мелкие штоки и жилы лейкократовых двуслюдяных и редко биотитовых гранитов, имеющие интрузивные контакты с вмещающими породами. Для комплекса весьма характерны пегматиты жильного типа, локализующиеся во внутренних зонах гнейсовых ореолов, и кварцевые жилы. Химические составы гранитов эрэндабанского комплекса пересыщены глиноземом и кремнеземом

при сравнительно невысоком содержании полевошпатовой извести. Количество щелочей резко возрастает на конечных стадиях его становления.

Особенности пород комплекса позволяют обоснованно предполагать их образование метаморфическим путем при замещении *in situ* первичных песчано-сланцевых отложений, а граниты второй фазы считать заключительными анатектическими выплавками. Такой генезис, по Ю. А. Кузнецову (1964), имеют граниты батолитовой формации. Проявления комплекса локализируются в нижнепалеозойских структурных комплексах, кроме того, галька гнейсовидных гранитов известна (наблюдения В. А. Варламова) в нижнесилурийских и девонских отложениях хр. Эрэн-Дабан. Таким образом, становление эрэндабанского комплекса, подобно баильзитскому, также приходится на верхний кембрий—ордовик, что позволяет рассматривать оба комплекса в качестве проявлений единого магматического этапа в различной структурной обстановке. Абсолютный возраст гранитов южнохангайской зоны, по новейшим данным геологов ГДР, подтверждает геологические определения, а по районам Хэнтэя (Бобров, 1962) и хр. Эрэн-Дабан (данные В. А. Благодирова) резко им не соответствует (146—170 млн. лет по четырем определениям). Такое «омоложение» возраста гранитов просто объяснить, если учесть чрезвычайно высокую магматическую активность этого региона в мезозое, но не исключается и возможность юрской мобилизации эрэндабанских метаморфогенных плутонов.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Среднепалеозойские интрузивные образования на территории Северо-Восточной Монголии распространены узко локально и представлены цэнхиргольским и харинским комплексами пород девонского возраста.

Цэнхиргольский комплекс пластовых интрузий основного состава выявлен в 1965 г. В. А. Амантовым и автором среди черносланцевых отложений Прикеруленского внешнего прогиба в бассейне среднего течения рек Цэнхир-Гол и Мурон-Гол. Габбро-диабазы и габбро (?) образуют здесь серию пластовых согласных, реже секущих залежей протяженностью до нескольких километров и мощностью до нескольких десятков метров.

Харинский комплекс представлен единственным массивом площадью 700 км² в междуречье Хары и Баин-Гол (северо-западные отроги Хэнтэя)¹. Массив вытянут вдоль Харинского разлома северо-западного простирания и приурочен к пересечению последнего с Баингольским глубинным разломом. Он сложен главным образом среднезернистыми мясокрасными калиевыми гранитами и граносиенитами (?) первой интрузивной фазы, а в краевых зонах гранит-порфирами и кварцевыми порфирами второй фазы. По химизму граниты и гранит-порфиры Харинского массива приближаются к аляскитам, по Дэли, и характеризуются пересыщенностью кремниесилой и глиноземом, а также несколько повышенной щелочностью.

Гранитоиды харинского комплекса ассоциируют пространственно с условно девонскими кислыми эффузивами, образуя совместно с ними единую вулканогенную формацию. Верхняя возрастная граница комплекса определяется обилием гальки его пород в пермских туфоконгломератах левобережья р. Шараин-Гол и перекрытием в районе севернее жел.-дор. ст. Дзун-Хара нижнекарбоневыми отложениями. Однако последнее признается не всеми геологами, в связи с чем возраст комплекса нуждается в уточнении.

¹ В настоящее время к харинскому комплексу автор относит также кварцевые порфиры горного массива Дзун-Модо (Усов, 1915; Гуковский, 1927).

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ (ДОВЕРХНЕПЕРМСКИЕ)

Верхнепалеозойские интрузии распространены в Северо-Восточной Монголии главным образом в пределах внешних прогибов на площади раннекаледонских структур и отчасти в краевых и поперечных поднятиях Монголо-Амурской системы. Они представлены южнохэнтэйским и норбулинским комплексами.

Южнохэнтэйский комплекс выделяется впервые на описываемой территории, хотя некоторые его массивы и ранее рассматривались в составе интрузий верхнего палеозоя (Бобров, 1962). Массивы комплекса развиты преимущественно в северной части раннекаледонских структур Центрально-Монгольской зоны в территориальной близости к максимумам внешних прогибов девона и карбона (бассейн среднего течения рек Мурон-Гол и Цэнхир-Гол, на левобережье р. Онгыйн-Гол), отдельные некрупные массивы известны также в пределах Бархинского порога в осевой зоне Монголо-Амурской складчатой системы. Большинство массивов обнаруживает отчетливую тенденцию к согласному расположению во вмещающих породах. Комплекс характеризуется значительной пестротой состава при доминирующей роли гранитов, часто существенно плагиоклазовых (плагиогранитов). Равномернозернистые граниты и плагиограниты иногда постепенно переходят в резкопорфиробластические разности, существенно микроклиновые, отвечающие по составу граносенитам. Их образование обусловлено, по-видимому, интенсивными процессами калиевого и отчасти кварцевого метасоматоза. Граниты комплекса, кроме того, образуют переходы в гранодиориты, а в приконтактовых зонах в роговообманковые и кварцевые диориты и иногда в габбро-диориты. Для всех пород характерен интенсивный катаклаз, а местами (в пограничной зоне складчатых систем) — огнейсование и высокая степень постмагматических изменений ранних минералов.

Становление массивов южнохэнтэйского комплекса сопровождалось интенсивным ороговикованием, фельдшпатизацией, иногда послышной мигматизацией и гранитизацией вмещающих пород. Гранитоиды активно контактируют с нерасчлененными девоно-карбоновыми геосинклинальными отложениями, развитыми на левом борту р. Керулен между устьями рек Чулутуин и Ихэ-Гутай (наблюдения автора), с условно нижнекарбонowymi отложениями, наблюдавшимися В. А. Амантовым на левом берегу р. Мурон-Гол, а также с верхнепалеозойскими (нижнепермскими, по Боброву, 1962) кислыми эффузивами, распространенными в междуречье Хураху и Чжиргалантуин-Гол. Верхняя возрастная граница комплекса определяется перекрытием его массивов верхнепермскими отложениями на левобережье р. Цэнхир-Гол, западнее пос. Модото, на правобережье р. Барху, в северной части Средней Гоби (наблюдения автора) и на левобережье р. Мурон-Гол (Амантов и др., 1967б). Абсолютный возраст гранитов южнохэнтэйского комплекса, по данным анализа четырех проб, варьирует в пределах 244—300 млн. лет (Бобров и др., 1963). Таким образом, время становления интрузий приходится на верхний карбон—нижнюю пермь. Широкое развитие в их составе плагиогранитов определяет принадлежность комплекса к плагиогранитовой группе формаций (Кузнецов, 1964). С рассматриваемыми гранитоидами промышленные концентрации полезных ископаемых не известны.

Норбулинский комплекс. В состав этого комплекса включается сравнительно небольшая группа лейкократовых, существенно калиевых гранитов, массивы которых сейчас известны в ряде районов южного раннекаледонского обрамления и южных поднятий Монголо-Амурской системы (бассейн верхнего течения р. Ульдзы, междуречье ее с р. Керулен, бассейн среднего течения р. Онон, восточные отроги Хан-

гай). Массивы чаще имеют площадь до 300 км², единичные достигают 700 км² (Хайрханский массив в междуречье Керулена и Ульдзы) и обычно отчетливо контролируются зонами северо-западных и субширотных разломов, секущих главное (северо-восточное) направление складчатости. Последнее обстоятельство существенно отличает эти интрузии от согласных массивов южнохэнтэйского комплекса, указывая на заметный временной интервал между их становлением. Большинство массивов сложено однообразными розово- или красноокрашенными лейкократовыми крупнозернистыми или среднезернистыми гранитами со светлым кварцем, переходящими в эндоконтактных зонах в мелкозернистые порфиридные граниты, гранит-порфиры и фельзит-порфиры.

Химические составы пород норбулинского комплекса варьируют от аляскитов через граниты до граносиенитов. Породы пересыщены кремнеземом и глиноземом и богаты щелочами, среди которых отчетливо преобладает калий.

Граниты норбулинского комплекса активно контактируют с кислыми и средними эффузивами верхнего палеозоя (условно нижней перми) и габбро-диоритами южнохэнтэйского комплекса и несомненно перекрываются в ряде мест (южнее сомона Норбулин, севернее сомона Баян-Ундур) морской молассой верхней перми. Рассматриваемые интрузии сопоставимы с субвулканической гранитной формацией Ю. А. Кузнецова (1964).

Проявлений полезных ископаемых, связанных с гранитами комплекса, почти не известно.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ (ВЕРХНЕПЕРМСКИЕ) И МЕЗОЗОЯ

Интрузии этой группы распространены как в пределах Монголо-Амурской системы (комплексы хангайский, кыринский, восточнохангайский, шарахадинский и ималкинский), так и в ее раннекаледонском обрамлении (комплексы селенгинский, орхонский, хухучулинский). Ниже они рассматриваются в порядке возрастной последовательности от более древних к более молодым.

В селенгинский комплекс объединены гипабиссальные интрузивные образования, ассоциирующие с пермскими вулканогенными покровами в северном раннекаледонском обрамлении и отчасти в Северо-Хэнтэйском краевом поднятии Монголо-Амурской системы. Он включает силловые интрузии диабазов, диабазовых порфиритов и габбро-диабазов правобережья р. Селенги, трещинные интрузии и дайки субщелочных гранитов междуречья Иуру-Гол и Орхон, штокообразные массивы гранитов, гранит-порфиров, диоритов и монцонитов (?) междуречья Орхон и Толы, Орхон и Селенги.

Большинство массивов комплекса обнаруживает приуроченность к северо-западному структурному направлению или к узлам пересечения северо-западных и северо-восточных тектонических зон. Массивы пространственно разобщены, площадь их обычно не превышает 500 км². Характерным представителем массивов селенгинского комплекса является Абзогский массив, находящийся около сомона Абзог на правом берегу р. Орхон и сложенный породами двух фаз: мелкозернистыми диоритами первой фазы и в главной своей части гранитами и гранит-порфирами второй фазы. Фазовые соотношения пород этого массива, по-видимому, отражают общий для комплекса характер становления, запечатленный более ранним внедрением диоритов, монцонитов (?) и диабазов, по сравнению с более поздней гранитной фазой. Породы второй фазы селенгинского комплекса пересыщены глиноземом и кремнеземом, богаты щелочами и несколько обеднены полевошпатовой известью.

Пермский возраст комплекса определяется активными контактами его массивов с вулканогенными образованиями нижней—низов верхней перми (данные В. А. Амантова и Ю. Я. Петровича) и перекрытием континентальной молассой нижнего—среднего триаса (южный фланг Абзогоского массива и правобережье р. Хушутуйт-Гол). Постоянная пространственная ассоциация проявлений комплекса с близкими по возрасту эффузивами указывает на принадлежность его к вулканогенной группе формаций. Металлоносность гранитоидов селенгинского комплекса в настоящее время не выяснена, но (по данным чешских геологов) можно предположить связь с ним некоторой части медносulfидных проявлений в междуречье Орхон и Селенги.

Хангайский и кыринский комплексы. В Хэнтэйском, Даурском и Хангайском блоках Монголо-Амурской складчатой системы весьма широко распространены роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты, объединенные в хангайский комплекс в Хангае и в кыринский в Хэнтэе¹. Возраст комплексов различный, но в остальном они совершенно аналогичны и в связи с этим рассматриваются совместно.

Гранитоиды комплексов образуют разнообразные по форме и размерам массивы, но наиболее характерны для них крупные (до 2000 км² и более) плутоны (Тацаингольский, Прикеруленский, Баингольский и др.), согласные с главными складчатыми структурами района. Большинство массивов локализуется в краевых и поперечных поднятиях Монголо-Амурской системы и, связываясь воедино зонами интенсивно гранитизированных пород, образуют ясно очерченные линейно вытянутые стволы — Харинско-Тольский кыринского комплекса, протягивающийся почти на 250 км вдоль Баингольского глубинного разлома; Онон-Прикеруленский, протягивающийся также почти на 250 км вдоль южного фаса Даурского и Хэнтэйского блоков и продолжающийся в Забайкалье еще на многие десятки километров; крупный ствол гранитоидов Восточно-Хангайского порога; ствол гранитоидов хангайского комплекса, расположенный в юго-западном краевом поднятии Хангайского блока, и т. д.

Общая особенность всех массивов — однообразное внутреннее строение, состоящее в преимущественном обособлении в эндоконтактных зонах пород более основного состава, в извилистости и расплывчатости контактовой линии и в значительной контаминированности гранитоидов материалом вмещающих пород. Лишь в отношении некоторой части габбро-диоритов и диоритов, образующих мелкие массивы, допускается возможность несколько более раннего их становления. Основная же масса пород образует, по данным большинства исследователей, непрерывный ряд фациальных разновидностей, представленный мезократовыми и меланократовыми гранитами, адаметеллитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, в меньшем количестве диоритами, габбро-диоритами, габбро, плагиигранитами и тоналитами.

Химизм пород комплексов характеризуется рядом особенностей, свойственных, по Ю. А. Кузнецову (1964), представителям батолитовых формаций. Наиболее типичные для комплексов кварцевые диориты, гранодиориты и граниты содержат варьирующее количество глинозема, они, как правило, пересыщены кремнеземом, бедны щелочами и полевошпатовой известью. Габбро, габбро-диориты и диориты имеют в большинстве случаев отчетливо гибридный характер. В них резко повышено

¹ Массивы кыринского комплекса продолжаются в Северо-Восточную Монголию непосредственно из сопредельных районов Забайкалья, откуда и заимствуется название комплекса (Интрузивные комплексы Забайкалья, 1964; Козубова, 1967).

количество калия, магния и занижено содержание полевошпатовой извести.

Массивы комплексов всегда сопровождаются зонами метаморфических пород, ширина которых достигает 4—5 и даже 8 км. Среди метаморфических образований широко развиты гнейсы с кристаллическими сланцами и роговики, причем первые располагаются ближе к массивам, а вторые образуют внешнюю зону метаморфизма. Главное содержание эндоконтрастных изменений массивов заключается в образовании пород повышенной основности, о чем убедительно свидетельствует их гибридный петрохимический состав и расположение в пределах массивов.

Обоснование возраста описываемых комплексов базируется на следующих данных. В Хангайском блоке гранитоиды прорывают отложения девона и карбона и перекрываются среднеюрскими конгломератами (Амантов, Михайлов, 1966). Соотношение их с верхнепермскими отложениями неясно, но большинство исследователей считает эти граниты ниже- или верхнепермскими (Амантов и др., 1967; Филиппова, 1969) и даже допермскими (Зайцев и др., 1969). Гранитоиды кыринского комплекса также метаморфизуют отложения девона и карбона, а в 15 км к востоку от сомона Дэлгэр-Хан и эффузивы триаса (наблюдения автора и В. А. Макарова). В Забайкалье возраст кыринского комплекса считается верхнетриасовым (Краснов, 1966). Представляется возможным сохранить такую же трактовку возраста кыринского комплекса и для территории Монголии, а гранитоиды хангайского комплекса считать условно верхнепермскими. Абсолютный возраст последних, по результатам анализа четырех проб, варьирует от 235 до 295 млн. лет, а гранитов кыринского комплекса, по семи определениям, — от 138 до 260 млн. лет. Эти цифры в какой-то степени подтверждают выводы об их возрасте, полученные по геологическим данным.

На основании сходства состава и других черт рассмотренных комплексов с гранитоидами юга Центрального Забайкалья, Калбы и других районов СССР, которые Ю. А. Кузнецов (1964) приводит в качестве примеров при описании батолитовых формаций, представляется возможным отнести их к формации гранодиорит-тоналитовых и отчасти собственно гранитовых батолитов. При этом, в составе комплексов необходимо различать и автохтонные гранитные плутоны, в строении которых особенно отчетливо проявлены черты более глубинных образований, сформировавшихся путем замещения *in situ* первичных песчано-сланцевых отложений (юго-западные фланги Харинско-Тольского и Онон-Прикеруленского ствол массивов и Ялтуино-Верхнекумырский массив кыринского комплекса, большая часть Тацаингольского плутона хангайского комплекса), и все остальные, менее крупные массивы, имеющие аллохтонный (перемещенный) характер и несколько более основной валовый состав.

С рассмотренными гранитоидами связано проявление слабой медной минерализации (Дэлгэрханский массив).

Восточнохангайский и шарахинский комплексы. Интрузивный магматизм в Хэнтэйском и Хангайском блоках Монголо-Амурской складчатой системы заканчивается становлением тождественных в формационном и металлогеническом отношениях шарахинского (Хэнтэй) и восточнохангайского (Хангай) комплексов лейкократовых и биотитовых гранитов, аляскистов и гранит-порфиров. Шарахинский комплекс выделен В. А. Бобровым (1962), но еще ранее на широкое развитие юрских интрузий в Хэнтэе указывал В. К. Чайковский (1935). Восточнохангайский комплекс впервые кратко описан В. А. Амантовым и автором (1966).

Основные районы распространения рассматриваемых интрузий охватывают преимущественно внутренние области Монголо-Амурской склад-

чатой системы, заметно реже они фиксируются в ее обрамлении. Главная особенность их пространственного размещения — локализация в ослабленных зонах поперечных разломов с образованием протяженных интрузивных стволов (Восточно-Хангайский, Ихэхайрханский, Бархинский, Эгыйндабинский и др.).

Большинство массивов рассматриваемых комплексов имеет простое строение, характеризующееся лишь обособлением в эндоконтактах и в их кровле гранит-порфиров, мелкозернистых и порфировидных гранитов и т. д. Для некоторых массивов (Дзунбаинский, Юдугуйинский, Чжанчублингийский, Ихэхайрханский и др.) характерна четкая, иногда концентрическая зональность, подчеркнутая их фазовым становлением. В первую, главную, фазу образовывались мезократовые и лейкократовые граниты, реже меланократовые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и габбро-диориты, хотя последние, возможно, представляют гибридные образования эндоконтактных зон. Во вторую фазу внедрялась дополнительная интрузия среднезернистых лейкократовых гранитов (аляскитов), мелкозернистых порфировых и аплитовидных гранитов и апогранитов. Граниты дополнительной интрузии располагались, в частности, в Дзунбаинском массиве, в концентрических трещинных зонах внутри гранитов первой фазы, чем обусловили его зональное строение.

Характерными признаками рассматриваемых пород является свежесть облика, темная, местами черная окраска кварца и розовая, красная и желтая полевых шпатов. Составы большинства пород комплексов располагаются между составами гранитов и аляскитов, по Дэли; отдельные породы второй фазы по степени кислотности превышают аляскиты. Граниты некоторых, особенно хрусталеносных, массивов и дополнительной интрузивной фазы по насыщенности щелочами приближаются к щелочным гранитам, по Дэли; при этом роль калия и натрия в них примерно одинакова, тогда как в менее богатых щелочами гранитах обычно несколько доминирует калий. Характерна для всех пород пересыщенность кремнеземом и глиноземом и в общем несколько заниженное содержание полевошпатовой извести.

Породы комплексов характеризуются, кроме того, высокой степенью преобразований, запечатленных несколькими генерациями главных породобразующих минералов и коррозионными взаимоотношениями между ними, а также широким развитием бластеза и процессов калиевого, натриевого и кварцевого метасоматоза, сопровождаемых прिवнесом рудных компонентов, фтора и т. д. Особенно характерны для них альбитизация и амазонитизация, а также грейзенизация эндоконтактных зон массивов и гранитов дополнительной интрузии с образованием рудоносных грейзенов, апогранитов, альбититов. Рассматриваемые интрузии являются главными носителями минерализации малых и редких металлов (вольфрама, олова, ниобия, тантала, лития и т. д.) Северо-Восточной и Центральной Монголии, а также месторождений горного хрусталя пегматитового типа.

Граниты описываемых комплексов в Хангайском блоке активно контактируют с отложениями верхней перми — раннего триаса (Амантов, Михайлов, 1966), в Хэнтэйском — с триасовыми эффузивами (Ихэ-Хайрхан), в Даурском и его южном обрамлении — с отложениями нижнеюрского возраста на водоразделе рек Чжиргалантуин-Гол и Хураху (Бобров, 1962). В Восточном Хангае граниты перекрыты отложениями средней юры (Амантов, Михайлов, 1966), а в Хэнтэе — санидиновыми липаритами с абсолютным возрастом 175 млн. лет (устное сообщение Л. П. Зоненшайна).

Абсолютный возраст гранитов восточнохангайского комплекса, по определению двух проб, составляет 215 млн. лет, а шарахадинского, по данным анализа 16 проб, варьирует от 232 до 133 млн. лет, что, по-ви-

димому, отражает в некоторой мере несинхронное и главным образом длительное становление различных его массивов.

На основании приведенных материалов возраст рассматриваемых интрузий в Хангайском блоке определяется как нижнетриасовый (?), а в Хэнтэйском и Даурском — как ниже-среднеюрский. Формационно интрузии могут быть сопоставлены условно с субвулканическими гранитами Ю. А. Кузнецова (1964).

Орхонский комплекс выделяется впервые. Он распространен и в северном и в южном обрамлениях Монголо-Амурской системы. Массивы комплекса имеют размеры до нескольких сотен и даже до 2000 км² (Байнуланский массив) и сложную форму, обусловленную приуроченностью их к взаимопересекающимся ослабленным тектоническими зонами или к структурам северо-западного простирания. В общем случае они сложены габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами первой фазы, меланократовыми и мезократовыми, иногда субщелочными гранитами и граносиенитами (?) второй фазы, а также лейкократовыми гранитами и аляскитами, гранит-порфирами и щелочными рибекит-арфведсонитовыми гранитами (Байнуланская группа массивов) заключительной, третьей, фазы становления.

Породы ранней фазы по химическому составу близки к средним значениям, по Дэли. Меланократовые граниты и гранодиориты пересыщены кремнекислотой, умеренно богаты глиноземом и сравнительно бедны щелочами. Для лейкократовых и мезократовых гранитов характерна пересыщенность кремнеземом и богатство глиноземом, а также заметная обогащенность щелочами, и, наконец, субщелочные граниты весьма богаты щелочами, особенно калием. Массивы комплекса вызывают интенсивное ороговикование и иногда фельдшпатизацию вмещающих эффузивов.

Граниты и диориты комплекса активно контактируют с верхнетриасовыми флористически охарактеризованными осадочно-эффузивными образованиями и в северном и в южном обрамлениях Монголо-Амурской системы (наблюдения В. А. Амантова и автора в районах сомона Абзог и горы Дашбалбар) и перекрываются отложениями гузиноозерской серии и средне-верхнеюрскими эффузивно-туфогенными образованиями. Приведенные данные свидетельствуют о поздне триасовом, а возможно, и раннеюрском возрасте описываемых интрузий.

В северном обрамлении Монголо-Амурской системы с гранитами комплекса известны проявления медной и молибденовой минерализации, в южном — немногочисленные камерные пегматиты с горным хрусталем. Постоянная ассоциация гранитоидов с вулканогенными покровами близкого возраста определяет их принадлежность к вулканогенной группе формаций Ю. А. Кузнецова (1964).

В ималкинском комплексе объединены интрузивные образования Агинской зоны, ранее описывавшиеся в литературе как тихоокеанские (Хасин, 1947) верхнеюрские (Иванов, 1959), или как интрузии раннего мезозоя (Бобров, 1962; Каленов, 1961). Гранитоиды комплекса известны на водоразделе рек Дучин-Гол и Ималхуйн-Гол (Ималкинский северо-западный ствол интрузий), а также в районе рудника Чулун-Хурэйтэ, на продолжении Дурулгуевских массивов кукульбейского комплекса Забайкалья (быркинское поле гранитов), к северу от оз. Джирмин-Цаган-Нур и в некоторых других пунктах. Размеры массивов варьируют от 1—2 до 150 км².

Формирование ималкинского комплекса происходило в три фазы. К ранней фазе относятся диориты, кварцевые диориты и монцониты (?), обособившиеся в автономные массивы в южной части Агинского блока и, возможно, образующие перифирические зоны гранитных массивов второй фазы. Характерным для автономных массивов является описан-

ный Б. И. Даниловым постепенный переход диоритов в порфириды средней — верхней юры. Во вторую фазу внедрилась основная масса меланократовых гранитов и гранодиоритов, слагающих главные массивы Ималкинского ствола и мелкие выходы их в других районах. Третья фаза представлена лейкократовыми мусковитовыми и двуслюдяными средне- и крупнозернистыми, часто пегматоидными, существенно альбитами, гранитами. Эти граниты локализируются на сопряжениях северо-западных и северо-восточных разломов (быркинское поле, хухучулинский участок Ималкинского ствола гранитоидов).

Химизм пород первой фазы не изучен. Гранитоиды второй фазы по химическому составу отвечают нормальному гранит-гранодиоритовому ряду пород. Граниты заключительной фазы характеризуются повышенным содержанием щелочей при преобладании натрия над калием.

С ималкинским комплексом связаны все известные в пределах Агинской зоны проявления полиметаллической и редкометалльной минерализации. Становление комплекса приходится на верхнюю юру. По данным А. Х. Иванова и Ю. С. Вязового, гранитоиды Ималкинского массива прорывают эффузивы условно средней — верхней юры и находятся в гальке конгломератов нижнемеловых отложений. Постепенный переход диоритов ранней фазы в порфириды средней — верхней юры, с одной стороны, и активный контакт следующих фаз интрузий с этой же толщей эффузивов, с другой, свидетельствуют о длительности становления комплекса и, по-видимому, о тесной комагматической связи интрузии с эффузивами, что хорошо согласуется с последними данными по Забайкалью (Лесняк, Демехина, 1966).

Хухучулинский комплекс представлен редкими массивами гипабиссальных интрузий миаролитовых морнион-гранитов и менее гранит-порфиров южного обрамления Агинской зоны, выделенных А. Х. Ивановым (Иванов и др., 1953) в составе мезозойских интрузий района и напоминающих некоторыми чертами интрузии хайдэльтгэрханского комплекса¹ В. А. Боброва (1962). Массивы имеют размер до 25 км², неправильную в плане форму с расплывчатыми границами, с вмещающими эффузивами.

Массивы хухучулинского комплекса сложены преимущественно мелко- и среднезернистыми миаролитовыми (Чойбалсанский, Хухучулинский массив) лейкократовыми, реже биотитовыми (Бураульский массив) гранитами, характеризующимися высоким идиоморфизмом кварца (морниона) на фоне ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата, в подчиненном количестве альбита и иногда, возможно, санидина (?). Граниты в эндоконтактах массивов переходят в гранит-порфиры, сферолитовые порфиры или в кварцевые и дацитовые порфиры. К рассматриваемому комплексу отнесены также гранитные массивы приграничного с Китаем северо-северо-восточного ствола интрузий, описанные ранее (Иванов и др., 1963) в составе тихоокеанских интрузий Северо-Восточной Монголии. Эти массивы характеризуются более законченной штокообразной формой, несколько большими размерами (до 60—70 км²) и отчетливо эруптивными взаимоотношениями с вмещающими породами.

Одиночные химические анализы пород комплекса показывают значения составов, весьма близкие к аляскитам.

Возраст интрузий определяется как верхнеюрский на основании их тесной пространственной и, по-видимому, временной ассоциации со средне-верхнеюрскими эффузивами андезит-липаритовой формации и пере-

¹ Главная часть верхнеюрских интрузий хайдэльтгэрханского комплекса, выделенных В. А. Бобровым в Северо-Восточной и особенно в Северной Монголии (северо-западные отроги Хэнтэя), в настоящее время рассматривается в составе интрузий селенгинского и орхонского комплексов перми и триаса.

крытием в ряде мест нижнемеловыми отложениями (наблюдения Б. И. Данилова, А. С. Макарова и др.). Не вызывает сомнений принадлежность комплекса к формации субвулканических гранитов Ю. А. Кузнецова (1964).

Выводы

1. В Северо-Восточной Монголии выделяются три главные серии сближенных во времени интрузий: *а* — серия нижнепалеозойских, кембродордовикских интрузий, широко распространенных в пределах раннекаледонских структур (комплексы муронский, ульдзинский, байльзитский, отчасти эрэндабанский) и сравнительно нешироко в краевых и поперечных поднятиях Монголо-Амурской складчатой системы (комплексы эрэндабанский и байльзитский); *б* — серия верхнепалеозойских, позднекарбоновых — нижнепермских (доверхнепермских) интрузий, распространенных в пределах эпираннекаледонских внешних прогибов и меньше в окраинных зонах Монголо-Амурской системы (комплексы южнохэнтэйский и нобулинский); *в* — серия позднепалеозойских — мезозойских (верхнепермских, триасовых и юрских) интрузий, развитых широко как в пределах Монголо-Амурской системы (комплексы хангайский, кыринский, восточнохангайский, шарахадинский, ималкинский), так и в ее обрамлении (комплексы селенгинский, орхонский, хухучулинский и, отчасти, шарахадинский). Кроме главных серий, в Северо-Восточной Монголии слабо проявились интрузии среднего палеозоя — девона (?).

2. Каждая из серий интрузий отвечает этапу магматической активности, имевшему вполне определенное (тождественное) место в истории геологического развития. Нижнепалеозойский этап магматической активности соответствует позднегеосинклинальному и орогенно-инверсионному развитию ранних каледонид и не отчетливо проявленной тенденции к поднятию Монголо-Амурской складчатой системы. Верхнепалеозойский (доверхнепермский) этап отвечает заключительным — орогенно-инверсионным (?) — стадиям развития внешних прогибов Монголо-Амурской системы и позднегеосинклинальному развитию смежных блоков позднепалеозойской консолидации последней. Позднепалеозойско-мезозойской заключительный этап соответствует орогенно-инверсионному, отчасти позднегеосинклинальному развитию Монголо-Амурской системы поздних палеозойских — ранних мезозойских и орогенно-активизационному развитию обрамляющих ее структур ранних каледонид.

3. Имеющиеся данные позволяют говорить о скольжении возраста заключительного этапа интрузивного магматизма Монголо-Амурской складчатой системы в связи с неодновременным отмиранием геосинклинального режима в различных блоках последней (Геологическое строение..., 1966). В Хангайском блоке этот этап проявился в верхней перми — нижнем триасе (комплексы хангайский и восточнохангайский), в Хэнтэйском и Даурском — в верхнем триасе — нижней — средней юре (комплексы кыринский и шарахадинский), и, наконец, в Агинском блоке — в верхней (средней — верхней) юре (ималкинский комплекс). К категории активизационных интрузий этого этапа могут быть отнесены пермские и мезозойские интрузии раннекаледонского обрамления Монголо-Амурской складчатой системы (комплексы орхонский, селенгинский и хухучулинский), обязанные своим появлением, в конечном счете, процессам активизации сопредельных структур этой системы.

4. Все серии интрузивных пород характеризуются сходной последовательностью развития (сменой формаций), соответствующей обычной схеме эволюции магматического очага. При этом, если место ранних

в каждом этапе занимают различные формации — габбро-пироксенит-дунитовая и плагиогранитная (нижнепалеозойский этап), плагиогранитная (?) (верхнепалеозойский этап) и батолитовая гранодиорит-тоналитовая или гранитная (позднепалеозойско-мезозойский этап), — то функции конечных на всех этапах выполняет формация калиевых гранитов, близкая к формации субвулканических гранитов Ю. А. Кузнецова (1964).

5. Ранние интрузивные комплексы каждого этапа формируются непосредственно в пределах родственных структур; в то время как интрузивный магматизм заключительных стадий каждого этапа проявляется в более широких ареалах, нередко «проникая» в обрамление «материнских» структур.

6. Структурный контроль интрузий на всех этапах магматизма сохраняется преимущественно за зонами разломов. При этом ранние интрузивные комплексы каждого этапа чаще обнаруживают тенденцию к согласному размещению в структурах складчатых систем, тогда как интрузии заключительных стадий локализуются в секущих поперечных разломах. Особенно рельефна в этом смысле роль вышеуказанных северо-западных порогов, служивших на всех этапах магматизма местом интенсивного проявления интрузий.

7. Характерным для большинства гипабиссальных интрузивных комплексов, комагматичных с соответствующими по возрасту эффузивами, является контрастная фазовость становления (комплексы селенгинский, харинский, орхонский, ималкинский, отчасти шарахадинский), тогда как в ряду более глубинных интрузий региона фазовость или не проявлена вообще, или затупевана процессами реакционных взаимоотношений фаз и метаморфизмом. Возможно, также, что функции фаз, в общепринятом понимании, в главные этапы интрузивного магматизма выполняют рассмотренные комплексы пород, и в связи с этим интрузивный магматизм каждого этапа может трактоваться как длительный, почти непрерывный процесс смены одних ассоциаций интрузивных пород другими во времени и в пространстве.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А. 1966. Первая находка отложений нижнего кембрия в Восточной Монголии. — В кн. Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».
- Амантов В. А., Радченко Г. П. 1959. О континентальных пермотриасовых отложениях Центральной Монголии (Хангайское нагорье). — Докл. АН СССР, т. 124, № 1.
- Амантов В. А., Матросов П. С. 1961. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58.
- Амантов В. А., Лусанданзан Б., Матросов П. С., Хасин Р. А. 1966. Основные черты интрузивного магматизма каледонской складчатой области Северо-Западной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».
- Амантов В., Михайлов Э. 1966. О возрасте гранитоидных интрузий Восточного Хангая в Центральной Монголии в связи с перспективами поисков редкометалльных месторождений. Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. — Сборник материалов научно-технического семинара, состоявшегося с 19 по 27 августа 1965 г. в г. Улан-Баторе. М., Изд-во СЭВ.
- Амантов В. А., Михайлов Э. В., Старченко В. В. 1967а. Системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления. — Геол. и геофиз., № 6.
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Волчек И. И., Лусанданзан Б., Маринов Н. А., Матросов П. С., Михайлов Э. В., Суегенко О. Д., Хасин Р. А. 1967б. Современное представление о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых (глава II). — В кн.: Геологические исследования Монгольской Народной Республики, 1967. М., «Недра».

- Бобров В. А. 1962. Интрузивные комплексы Восточной Монголии и сравнение их с интрузивными комплексами Забайкалья. — Материалы по гранитоидам Забайкалья. М., Гостеолтехиздат.
- Бобров В. А., Полевая Н. И., Спрингсон В. Д., Тихомиров Н. П. 1963. Возрастные группы интрузивных пород Забайкалья и Восточной Монголии по результатам определения абсолютного возраста и геологическим данным. — Сов. геол., № 3. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. 1966. (Отв. редактор Л. И. Красный). М., «Недра».
- Гуковский Е. А. 1927. Вулканический массив Дзун-Модо Северной Монголии. Геологический очерк. — Изв. Томск. госуд. ун-та, т. 77, вып. 4.
- Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Томуртоого О., Лхасурен Б. 1969. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии. — Геотектоника, № 5.
- Иванов А. Х. 1959. Стратиграфия и вулканизм крайнего северо-востока Монголии. — Сов. геол., № 4.
- Иванов А. Х., Маринов Н. А., Хасин Р. А. 1953. Геологический очерк северо-восточной части Монгольской Народной Республики. — Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 1.
- Интрузивные комплексы Забайкалья. 1964. (Редактор Н. И. Тихомиров). М., «Недра».
- Каленов А. Д. 1961. Мезозойские интрузии Восточной Монголии. — Изв. ВУЗов, Геол. и разв., № 2.
- Козубова Л. А. 1967. Интрузивный магматизм юго-западной части Хилокско-Олекминской зоны раннепалеозойской складчатости (Западное Забайкалье). — Автореф. канд. дисс. Л.
- Краснов В. П. 1966. О возрасте гранитоидов кыринского комплекса и их принадлежность к образованиям мезозойского тектономагматического цикла. — Вест. научн. информ. Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР, № 5, Чита.
- Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., «Недра».
- Лесняк Р. В., Демехина М. А. 1966. О продолжительности формирования юрского интрузивного комплекса в Восточном Забайкалье. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской обл., вып. II.
- Салон Л. И. 1967. Геология байкальской горной области, том II. М., «Недра».
- Усов М. А. 1945. Орография и геология Кентейского хребта в Монголии. — Изв. Геол. ком., т. 34, № 297 (отдельный оттиск). То же, т. 34, № 8.
- Филиппова И. Б. 1969. Основные черты строения и развития Хангайского синклиория (Центральная Монголия). — Геотектоника, № 5.
- Хасин Р. А. 1947. Киммерийские граниты Восточной Монголии. — Сов. геол., № 24.
- Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А. 1966. Основные черты тектоники и металлогении Восточной и Центральной Монголии. — Сов. геол., № 12.
- Чайковский В. К. 1935. Новые данные о геологии центральной части Монгольской Народной Республики. — Пробл. сов. геол., т. V, № 1.

ОЧЕРК МЕТАЛЛОГЕНИИ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

Ключевое положение территории Монголии в системе Центрально-Азиатского металлогенического пояса объясняет тот повышенный интерес, который она вызывает у многих исследователей. Однако в связи со слабой изученностью вопросы металлогении ее до сих пор не получили достаточного освещения в литературе, а имеющиеся по этой проблеме публикации, за редким исключением (Маринов, 1957, 1963), характеризуют главным образом восточную часть страны, геологически лучше других изученную. К их числу относятся работы А. Д. Каленова (1947а, б, 1960, 1966, 1967), А. Х. Иванова, Н. А. Маринова, Р. А. Хасина (1953), Н. А. Маринова (1958), Р. А. Хасина (1947, 1966), Р. А. Хасина и А. Д. Каленова (1965), Р. А. Хасина, Ю. А. Борзаковского (1966), В. А. Боброва (1965), Н. Ф. Константинова и Н. А. Зиминной (1966), Жамбал, Л. Е. Эгеля и А. Д. Каленова (1966), И. И. Богуславского, А. Д. Каленова, Л. Е. Эгеля (1966), Н. А. Донов, Е. В. Едемского, А. А. Ельянова, А. В. Ильина, М. М. Музылевского (1967), К. Л. Волочковича, А. Н. Леонтьева (1964), А. Д. Щеглова (1967).

Обобщение обширного материала по геологии и полезным ископаемым Монголии, выполненное в последние годы В. А. Амантовым, Ю. А. Борзаковским, В. Н. Выдриним, Б. Лувсанданзаном, Н. А. Зиминной, А. Д. Каленовым, Е. Д. Калита, О. Д. Суетенко, П. С. Матросовым, Э. В. Михайловым, А. Е. Шаболовским, Б. А. Яковлевым и другими под руководством Н. А. Маринова и Р. А. Хасина, позволило дать новую схему минерагенического районирования ее территории по всем главным видам минерального сырья, включающим золото, олово, вольфрам, молибден, черные и цветные металлы, плавиковый шпат, пьезооптическое сырье (рис. 1—8).

Основные геологические результаты этих исследований изложены в главе II книги «Геологические исследования Монгольской Народной Республики» (Амантов и др., 1967).

Сложность и своеобразие геологического строения, магматизма и минерагении Монголии обусловлено тем, что на ее территории располагаются разнотипные складчатые и глыбово-складчатые структуры разновозрастных геосинклинальных систем байкальского, ранне- и позднекаледонского, раннегерцинского и позднепалеозойско-раннемезозойского циклов геотектонического развития.

Нормальный ход этого развития, отвечающий последовательной смене геосинклинальных и орогенных этапов тектоническим режимом областей заверченной складчатости, в Монгольском отрезке Центрально-Азиатского складчатого пояса многократно «нарушался» процессами сопряженной (Ицксон и др., 1967), а для восточной и центральной частей страны и автономной (Щеглов, 1967) активизации. Это, естественно, нашло отражение в особенностях эволюции эффузивного и интрузивного магматизма и связанной с ними минерагении. Такая обусловленность

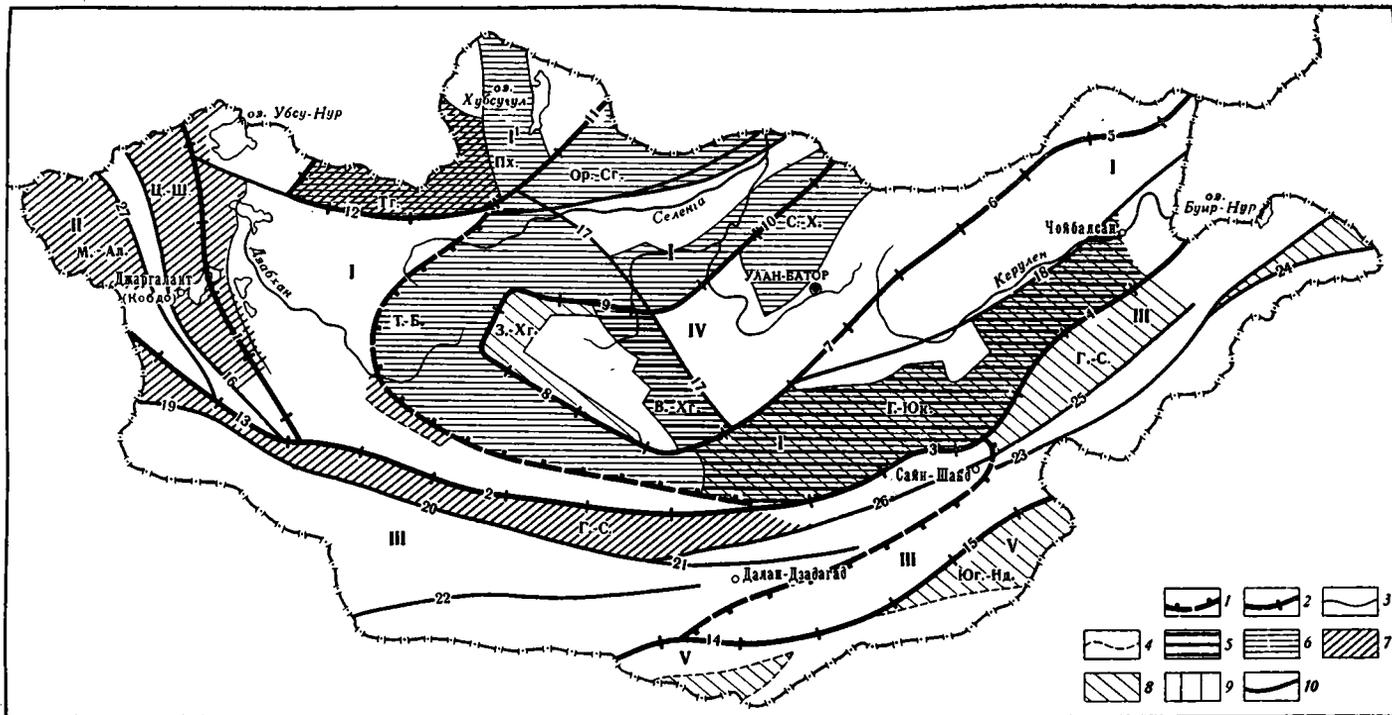


Рис. 1. Схема металлогенического районирования территории МНР по железу. Составили В. Н. Выдриц, Г. И. Ратникова. Редакторы В. Н. Выдриц, Р. А. Хасин

1 — западная граница Монголо-Забайкальского металлогенического арсала позднепалеозойской — мезозойской активизации; 2 — границы металлогенических провинций, обусловленные глубинными разломами; 3 — границы металлогенических областей, поясов и зон; 4 — условные границы рудоносных территорий за пределами металлогенических областей, поясов и зон. Возраст рудных и рудоносных формаций: 5 — протерозойский, верхнепротерозойский — нижнепалеозойский, 6 — нижнепалеозойский, 7 — среднепалеозойский, 8 — верхнепалеозойский, 9 — мезозойский, мезозойско-кайнозойский.

Разломы (арабские цифры на схеме) глубинные и региональные, ограничивающие металлогенические области, пояса и зоны: 1 — Цаганшибэтинский, 2 — Южный Ихэбогдинский, 3 — Ундуршилдинский, 4 — Дэлгирский, 5 — Ульдзинский, 6 — Ононский (Эрэндабанский), 7 — Северо-Гобийский, 8 — Баянхонгорский, 9 — Тамиргольский, 10 — Баингольский, 11 — Аргынгольский, 12 — Хангайский, 13 — Тургенгольский, 14 — Элигэнудский, 15 — Уланбадархинский, 16 — Кобдинский, 17 — Орхонский, 18 — Керуленский, 19 — Булганский, 20 — Заалтайский, 21 — Гурбансайханский, 22 — Гобитяньшаньский, 23 — Баргинобинский, 24 — Модонобин-

ский, 25 — Нарынхидский, 26 — Сайхандуланский, 27 — Толбонурский. Металлогенические провинции (римские цифры и буквенные обозначения на схемах): I¹ — Тувино-Монгольская (байкальская); Тг. — Тэсингольская область, Пх. — Прихубсугульская зона; I — Северо-Монгольская (раннекаледонская); Ор.-Сг. — Орхоно-Селенгинская область, Т.Б. — Тарято-Байдаринский пояс, Оз. — Озерная область (восточная часть), Ц.-Ш. — Цаганшибэтинская зона (восточная часть), Г.-Юк. — Гобийско-Южнокеруленский пояс, Юх.-Ск. — Южно-Хэнтэйско-Северокеруленский пояс (южная часть), В.-М. — Восточно-Монгольская область; II — Монгольско-Алтайская (позднекаледонская); М.-Ал. — Монгольско-Алтайский пояс, Оз. — Озерная область (западная часть), Ц.-Ш. — Цаганшибэтинская зона (западная часть); III — Южно-Монгольская (раннегерцинская); Вх. — Барунхурайский пояс, Г.-С. — Гобилтайско-Сухэбаторский пояс, Гб.-С. — Гурбансайханско-Сайшандинский пояс, Юг.-Нд. — Южно-гобийско-Нукутдабанский пояс (северо-восточная часть); ЗЛТ. — Заалтайский пояс; IV — Монголо-Амурская (позднепалеозойская — раннемезозойская); Хг. — Хангайская область; В.-Хг. — Восточно-Хангайская зона, З.-Хг. — Западно-Хангайская зона, Хг. — Хэнтэйская область, С.-Х. — Северо-Хэнтэйская зона, Ю.-Х. — Южно-Хэнтэйская зона, Ц.-Х. — Центральная Хэнтэйская зона, Юх.-Ск. — Южно-Хэнтэйско-Северокеруленский пояс (северная часть); Хг.-Б. — Хангайско-Байдаринская область; V — Внутренне-Монгольская (позднепалеозойская — раннемезозойская); Юг.-Нд. — Южно-гобийско-Нукутдабанский пояс (юго-западная часть)

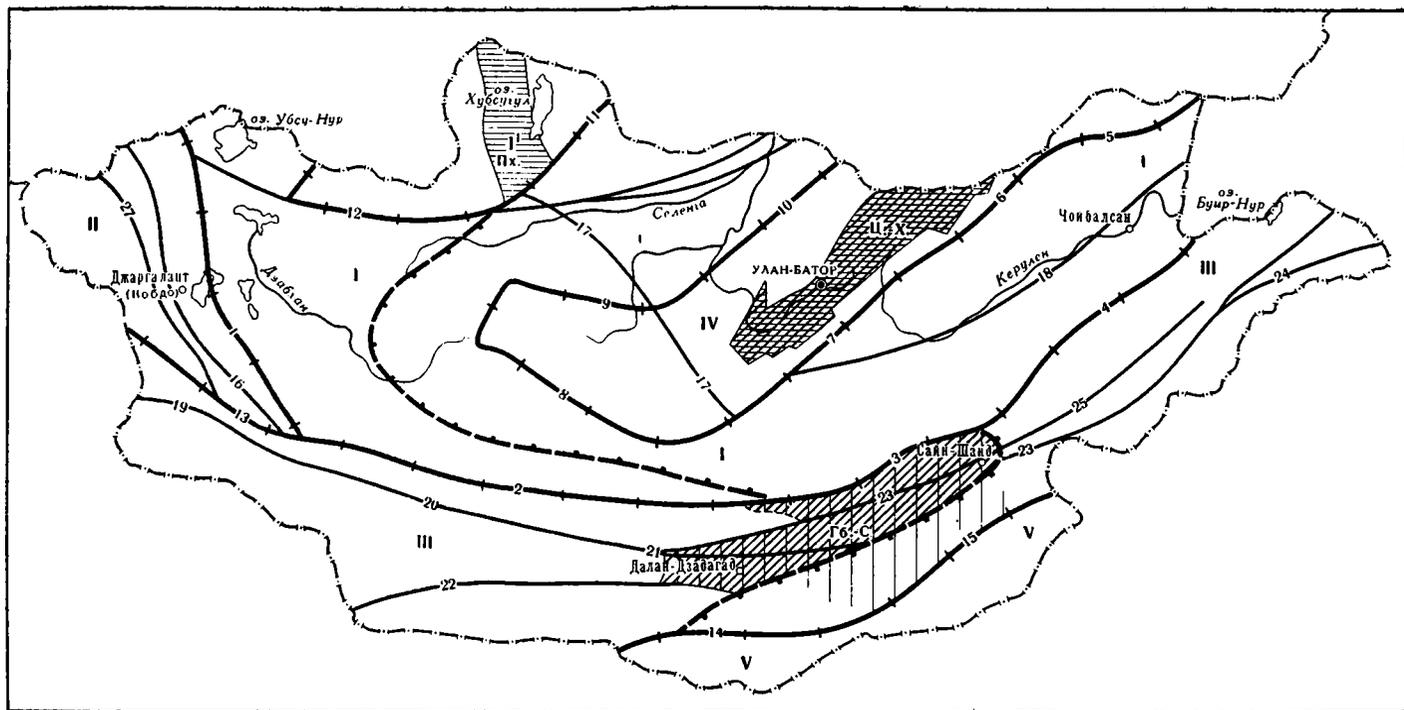


Рис. 2. Схема металлогенического районирования территории МНР по марганцу. Составили В. Н. Выдрин, Г. И. Ратникова. Редакторы В. Н. Выдрин, Р. А. Хасин

Условные обозначения см. на рис. 1

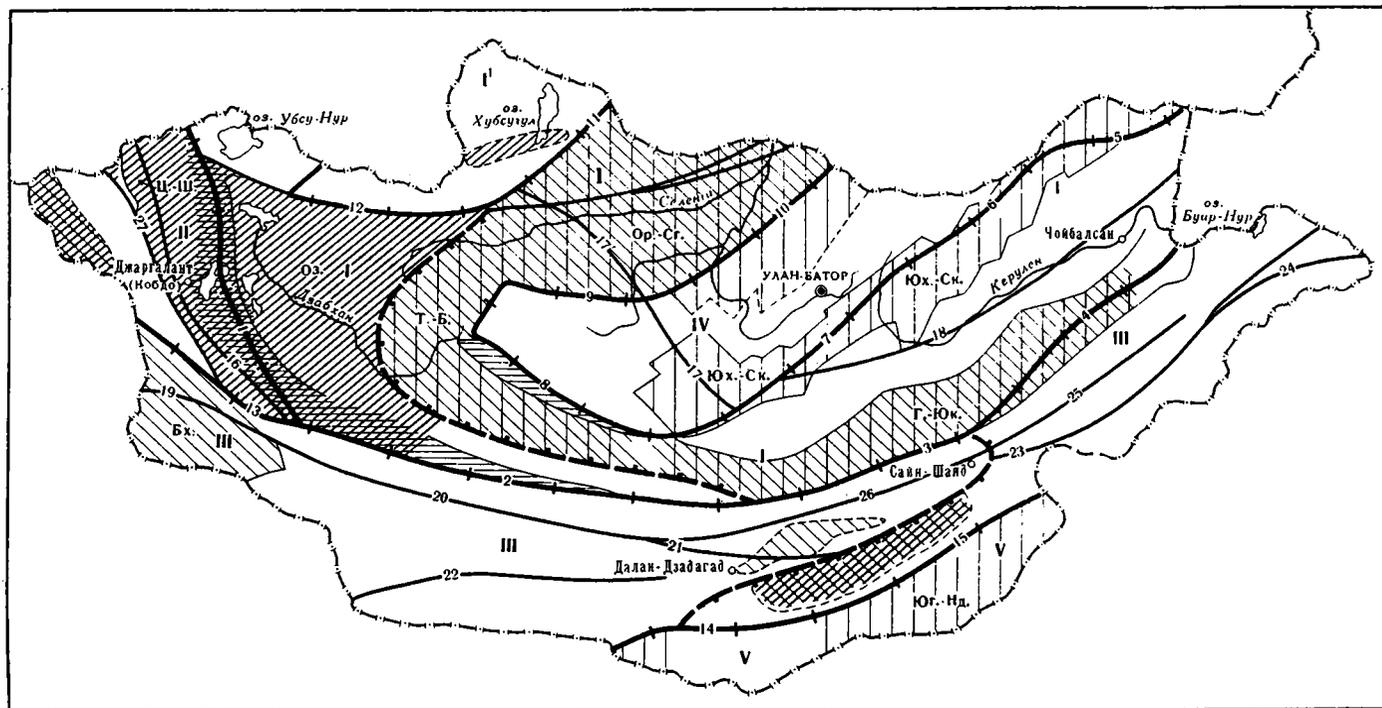


Рис. 3. Схема металлогенического районирования территории МНР по меди. Составил Б. Я. Яковлев. Редакторы В. Н. Выдрин, Р. А. Хасин
Условные обозначения см. на рис. 1

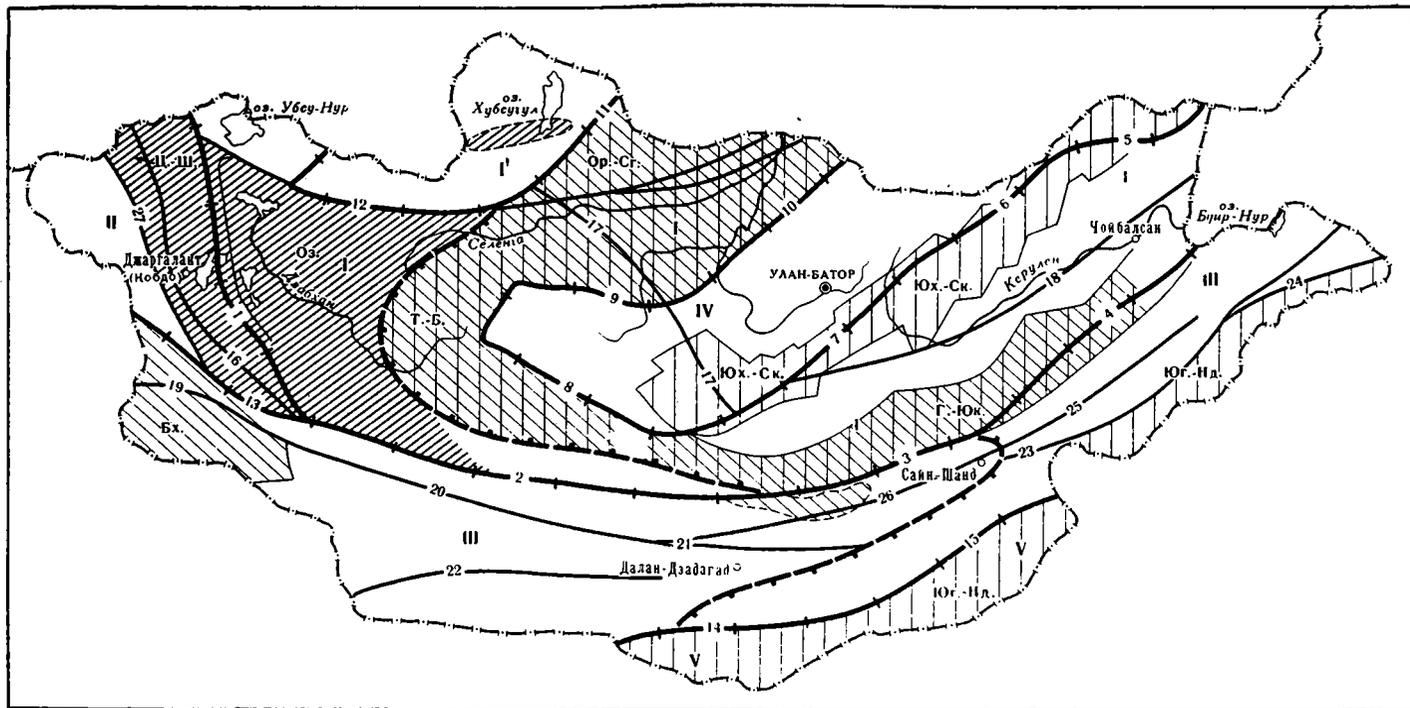


Рис. 4. Схема металлогенического районирования территории МНР по свинцу и цинку. Составил Б. Я. Яковлев. Редакторы В. Н. Выдрин, Р. А. Хасин

Условные обозначения см. на рис. 1

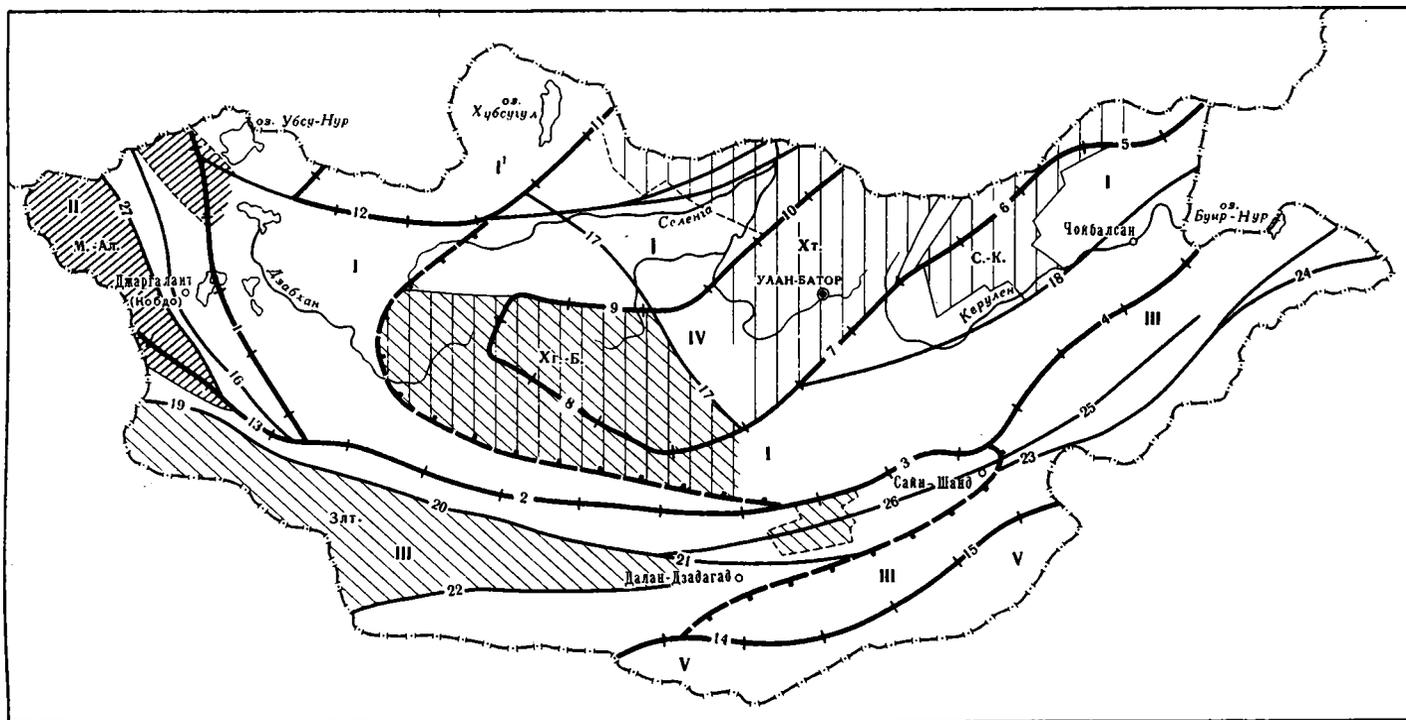


Рис. 5. Схема металлогенического районирования территории МНР по золоту. Составили В. Н. Выдрин, Р. А. Хасин, А. Е. Шаболовский

Условные обозначения см. на рис. 1

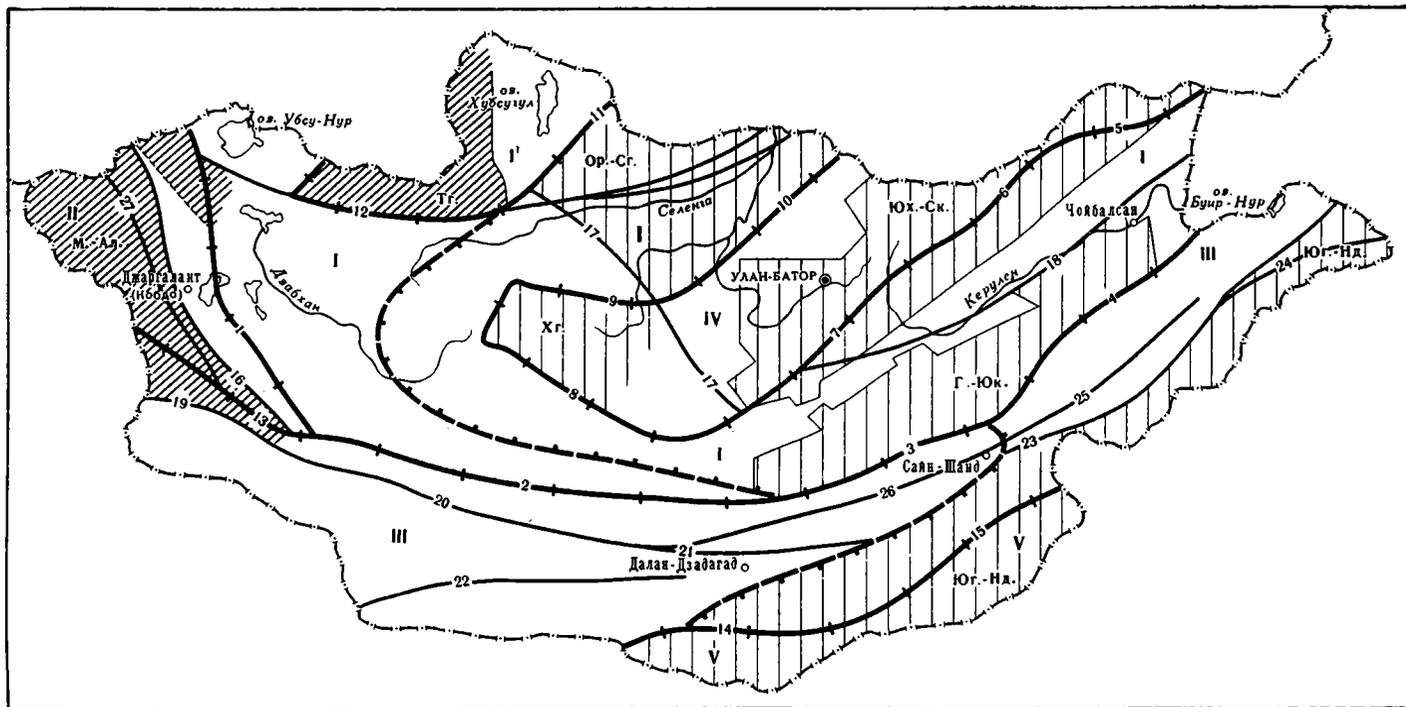


Рис. 6. Схема металлогенического районирования по олову, вольфраму и молибдену. Составили В. Н. Выдрин, А. Д. Каленов, Р. А. Хасин
Условные обозначения см. на рис. 1

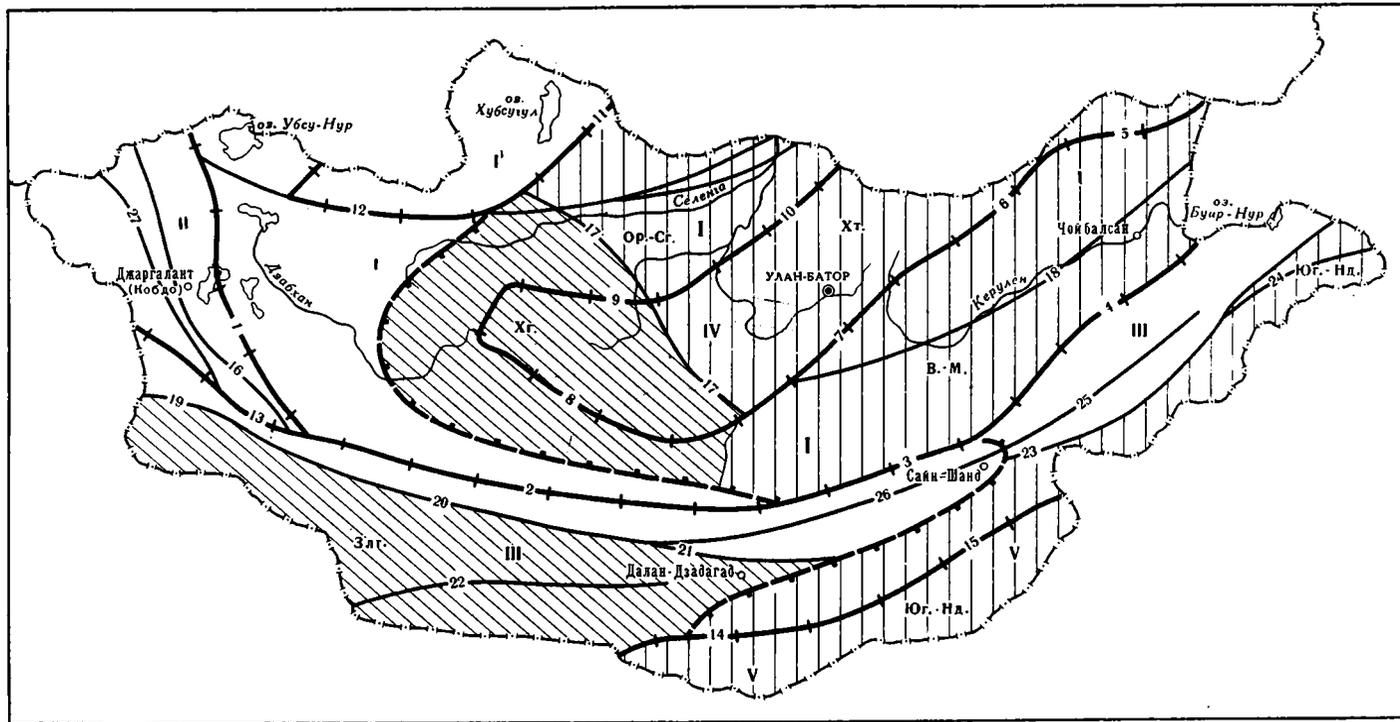


Рис. 7. Схема минерагенического районирования территории МНР по пьезокварцу. Составили В. Н. Выдрин, В. И. Долженко, Е. Д. Калита, Р. А. Хасни
Условные обозначения см. на рис. 1

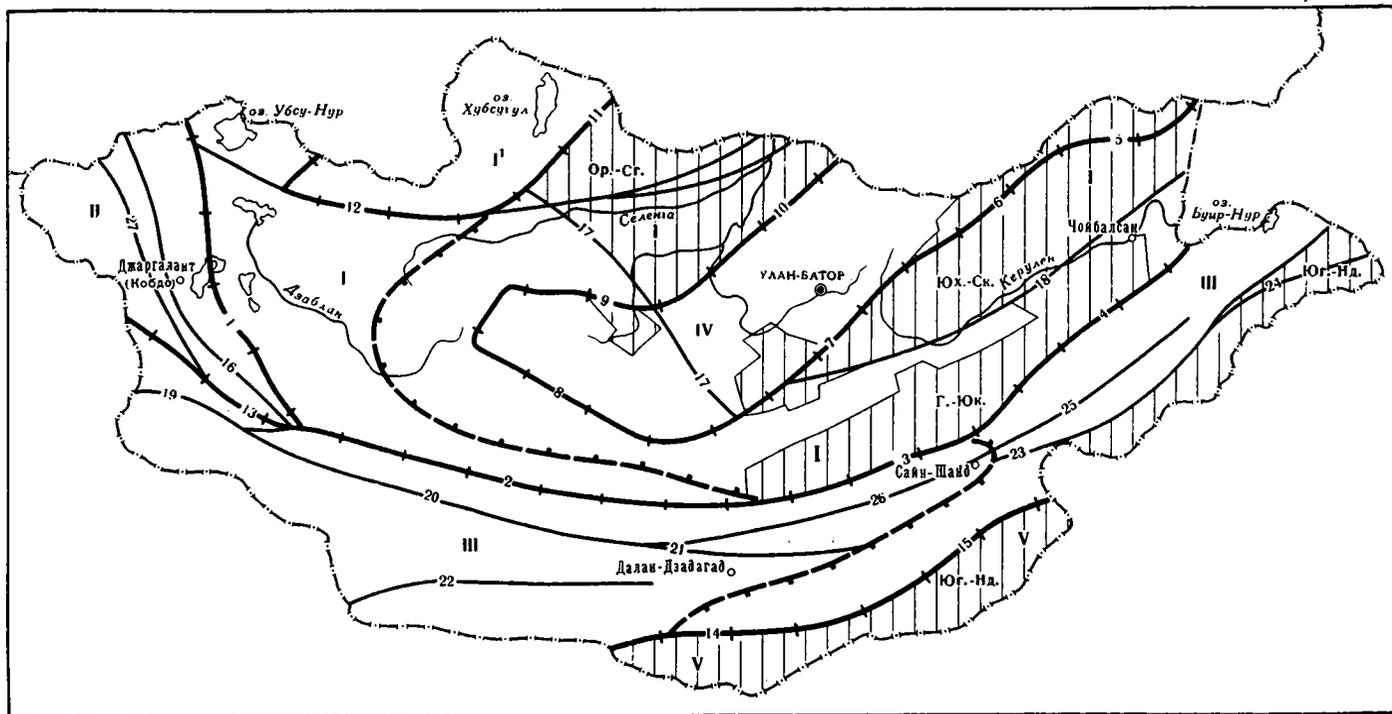


Рис. 8. Схема минерагенического районирования территории МНР по флюориту. Составили В. Н. Выдрин, Н. А. Зимина, Е. Д. Калита, Н. Ф. Константинов, Р. А. Хасин. Редакторы В. Н. Выдрин, Р. А. Хасин

Условные обозначения см. на рис. 1

тектонических, седиментогенных, магматических и металлогенических процессов определила весьма сложные временные и пространственные закономерности размещения разнообразных проявлений полезных ископаемых, известных на территории МНР, которые мы и попытались учесть при металлогеническом районировании. Основные принципы его в наиболее кратком выражении представлены в таблице.

Согласно этим принципам, в качестве рудоносных территорий первого порядка в пределах Монголии выделяются шесть металлогенических провинций, отвечающих шести складчатым системам, различающимся временем заложения геосинклинальных прогибов, типом и режимом магматизма и осадконакопления и временем проявления главного этапа складчатости. Провинции эти следующие: Тувино-Монгольская (байкальская), Северо-Монгольская (раннекаледонская), Монгольско-Алтайская (позднекаледонская), Южно-Монгольская (раннегерцинская), Монголо-Амурская (или Монголо-Забайкальская) и Внутренне-Монгольская (позднепалеозойско-раннемезозойские). Размещение рудных формаций, связанных с геосинклинальными и собственно орогенными (инверсионными) этапами тектонического развития, в наибольшей степени совпадает с элементами тектонической структуры этих провинций, при этом региональные и промежуточные рудоносные территории различного порядка повторяют контуры отдельных структурно-формационных зон и их сочетаний или отдельных их элементов, в частности, пограничных глубинных разломов.

Пространственное размещение оруденения всех последующих металлогенических этапов, ассоциированного с орогенным магматизмом и, в особенности, проявленного в связи с тектоно-магматической и металлогенической активизацией складчатого обрамления геосинклиналей (геосинклинальных рам) и автономной активизацией, как правило, не контролируется границами металлогенических провинций и структурными элементами геосинклинальных этапов их развития. Примечательной особенностью пространственного размещения и локализации оруденения этих орогенных и телеорогенных металлогенических этапов является связь соответствующих рудных поясов и зон, а также промежуточных и локальных рудоносных площадей с глыбово-складчатыми структурами, «нанизывающимися» на разломы глубинного заложения и протягивающимися на многие сотни километров вдоль таких линейментов. Следует отметить, что подобная связь оруденения с глыбово-складчатыми структурами в сопредельных с Монголией районах Советского Союза, а также и для территории Монголии, неоднократно отмечалась как для раннеорогенного и позднеорогенного оруденений, так и для минерализации телеорогенных этапов (Горжевский и др., 1967; Яковлев, Выдрин, 1959; Выдрин, Дмитриев, 1960; Хасин, Борзаковский, 1966; Щеглов, 1966, 1967).

В связи с изложенным, рудоносные территории, несущие оруденение поздних этапов, нередко составляют зоны сочленения разновозрастных металлогенических провинций, охватывая приграничные полосы сопредельных структурно-формационных зон этих провинций, и имеют весьма причудливую, ломаную конфигурацию, обусловленную направлением региональных и глубинных разломов, а также отдельных локальных разрывных нарушений поперечной ориентировки по отношению к генеральному простираанию складчатых структур.

Указанные особенности локализации оруденения и размещения рудоносных площадей различного порядка наиболее четко проявились в разновозрастных структурных элементах Центральной и Восточной Монголии, охваченных процессами позднепалеозойской и в особенности мезозойской автономной активизации и составляющих обширную область, которая может быть названа Монголо-Забайкальским металлогеническим

Таксономическое соотношение рудоносных площадей, принятое при металлогеническом районировании территории МНР

Категории (порядок) рудоносных территорий	Форма и приближенные параметры рудоносных территорий		Соответствующие подразделения тектонического районирования
	изометрические и слабо удлинённые территории и их площадь	линейные и удлинённые территории и их протяжённость	
I. Планетарные	Планетарные металлогенические области	Планетарные металлогенические пояса	Планетарные складчатые пояса
	Металлогенический ареал (сотни тысяч квадратных километров)		Сочетания разновозрастных складчатых систем и их составных частей
II. Региональные	Металлогенические провинции (от десятков до сотен тысяч квадратных километров)		Складчатые системы
	Металлогенические области (десятки, сотни тысяч квадратных километров)	Металлогенические пояса (сотни, тысячи километров)	Сочетания структурно-формационных зон
		Металлогенические зоны (сотни километров)	Структурно-формационные зоны (иногда сочетания их составных частей)
III. Локальные	Рудные районы (тысячи, десятки тысяч квадратных километров)	Рудные зоны (десятки, сотни километров)	Составные части структурно-формационных зон и их регионов
	Рудные узлы (сотни квадратных километров)	Рудные подзоны (десятки километров)	
	Рудные поля (от первых квадратных километров до сотен квадратных километров)		Складчатые и глыбово-складчатые структуры, разрывные нарушения и приразломные зоны повышенной трещиноватости
	Рудные месторождения		

ареалом, поскольку, продолжаясь на северо-восток, она включает в себя территорию Западного и Восточного Забайкалья.

В пределах названного ареала байкальские, раннекаледонские, раннегерцинские и позднепалеозойско-раннемезозойские складчатые сооружения, вовлеченные в сферу сводово-глыбовых движений и внегеосинклинального магматизма, подверглись тектоно-магматической и металлогенической активизации. Металлогенический профиль этой рудоносной территории определяется двумя основными этапами минерализации. Для первого из них характерно широкое развитие оловянных, вольфрамовых, молибденовых, золоторудных и медно-полиметаллических проявлений триасового и юрского возраста. Они связаны с трещинными близповерхностными интрузиями гранитоидов, размещение которых контролируется разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простираний и узлами их пересечения. Для второго этапа — верхнеюрско-мелового — характерен эпитермальное тип минерализации, представленной главным образом месторождениями и рудопроявлениями флюорита, а также пока еще недостаточно изученными проявлениями золоторудной, ртутной, сурьмяной и мышьяковой минерализации. Это эпитермальное оруденение контролируется зонами разломов, обрамляющими межгорные впадины, выполненные мезо- и кайнозойскими континентальными образованиями, и не обнаруживает видимой связи с интрузивным магматизмом. Ниже, при описании рудоносных территорий, оруденение геосинклинального и орогенного этапов развития складчатых сооружений Монголии охарактеризовано при рассмотрении металлогенических провинций, а оруденение этапов тектонической активизации — при описании Монголо-Забайкальского металлогенического ареала.

ТУВИНО-МОНГОЛЬСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Глыбово-складчатые сооружения этой провинции, расположенной на крайнем севере Монголии, продолжают Сангиленский и Восточно-Тувинский массивы Тувы и Хамар-Дабанский антиклинорий Прибайкалья, составляя крайнюю южную ветвь байкальского обрамления Сибирской платформы. Границы провинции в Монголии четко очерчены Хангайским и Аргынгольским глубинными разломами, отделяющими ее от структур Северо-Монгольской провинции. Главнейшими структурными элементами провинции являются Тэсингольский антиклинорий, Шишхидгольский и Аргынгольский синклинории и Западно-Прихубсугульский внешний прогиб.

Докембрийские образования провинции включают нижний, средний и верхний комплексы верхнего протерозоя. К нижнему условно относятся гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и мраморы. Средний комплекс представлен кристаллическими известняками, доломитами, амфиболитами и кварцитами, а верхний — хлоритовыми и серицитовыми сланцами и норфритоидами. К перерыву между отложениями среднего и верхнего комплексов протерозоя приурочено внедрение интрузий гнейсовидных гранитоидов, образующих крупные массивы, окруженные зонами гранитизации и мигматизации, а также многочисленные мелкие тела. Металлоносность протерозойских гранитоидов — аналогов эрзинского комплекса Восточной Тувы — изучена крайне слабо. С пегматитами связаны проявления слюды, редкоземельной и редкометальной минерализации (цирконий, ниобий, тантал).

В конце протерозоя на большей части Тувинно-Монгольской провинции произошли тектонические движения, завершившие ее геосинклинальное развитие, в связи с чем нижнекембрийские отложения, за исключением

Западно-Прихубсугульского прогиба, пользуются здесь ограниченным распространением. Начальные стадии инверсии в позднем протерозое отмечены интрузией сильно измененных перидотитов, составляющих продолжение гипербазитового пояса Китое-Оспинского района Восточного Саяна. В Монголии они распространены крайне ограничено и группируются в близширотный Бургутский гипербазитовый пояс.

Важное металлогеническое значение имеет Западно-Прихубсугульский прогиб, составляющий южное продолжение Боксон-Сархойского прогиба Алтае-Саянской складчатой области. В этой структуре на вулканогенно-терригенных отложениях верхнего протерозоя (сархойская свита) залегают верхнепротерозойско-нижнекембрийские отложения боксонской свиты, принадлежащие типичной кремнисто-карбонатной формации. С ними связаны пластовые геосинклинальные фосфориты, ассоциированные с известняками, доломитами и силицилитами, одиночные месторождения яшмо-кварцевитовой марганцоворудной формации и слабо изученные проявления пластовых бокситов. Кремнисто-карбонатные породы вмещают также ряд контактовых проявлений и месторождений графита, что обусловлено повышенной битуминозностью исходных отложений.

Весьма сложен и многообразен палеозойский интрузивный магматизм Тувино-Монгольской провинции. Среди разновозрастных магматических комплексов в Северном Прихубсугулье ограничено развиты раннекембрийские гипербазиты, с которыми связана тальк-асбестовая и магнезитовая минерализация.

Широко проявлены нижнепалеозойские (средне-верхнекембрийские) многофазные габбро-диорит-гранодиоритовые интрузии (тохтогеншильский комплекс) — аналоги таннуольского комплекса Тувы. Многочисленные крупные, неправильной формы массивы составляют часть Хангайского гранитоидного пояса. В Туве с их аналогами связана широкая гамма проявлений полезных ископаемых: железо, кобальт, медь, вольфрам, молибден, свинец, цинк и золото (Иванова, 1961, 1963; Кен, Груза, 1966; Кузнецов, 1966). В монгольской части Тувино-Монгольской провинции с ними ассоциированы железорудные скарны, титаномagnetитовая минерализация, возможно — кварц-золото-шеелитовое и скарновое золото-шеелитовое оруденение.

В байкальских структурах Тувино-Монгольской провинции, как и во всей Алтае-Саянской области, широко проявился девонский магматизм. В нижнем девоне — эйфеле формировались субаральные вулканиты андезито-липаритовой формации, локально сохранившиеся в отдельных грабенах. К среднему девону относится внедрение посторогенных полистадийных массивов, сложенных существенно калиевыми гранитами, граносиенитами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами, аналогичными гранитоидам бреньского комплекса Восточной Тувы. К заключительным фазам девонского интрузивного магматизма, по-видимому, относятся интрузии щелочного и ультращелочного состава (сангиленский комплекс Тувы). Часть последних, возможно, являются более поздними образованиями.

Эндогенная минерализация, связанная со среднедевонскими гранитоидами, в монгольской части Тувино-Монгольской провинции изучена недостаточно. С ними ассоциирует гидротермально-жильная ванадиевая и свинцово-медная, вольфрамовая и оловянная минерализация. С этими интрузиями в генетической связи находятся также пегматитовые проявления пьезокварца и мусковита и парагенетически связаны железорудные скарны.

Щелочные породы Западного Прихубсугулья слагают многочисленные трещинные тела площадью от 1—10 км² до 100—300 км². По данным А. В. Ильина, они группируются в Бэтэсин-Арасаксайский пояс, протя-

гивающийся на юге вдоль восточного борта Дархатской котловины, и Бусингольский пояс, вытянутый меридионально вдоль границы с Советским Союзом на западе. Вероятно, подобные интрузии будут выявлены и в монгольской части нагорья Сангилен. Среди щелочных пород Прихубсугуля выделены бесполовошпатовые нефелиновые габброиды, нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, рибекитовые апограниты, апоспелитовые альбититы. С ними, так же как и в Восточной Туве, связан характерный комплекс редкометальной и редкоземельной минерализации.

В пределах характеризуемой части Тувино-Монгольской провинции выделены Тэсингольская металлогеническая область и Прихубсугульская металлогеническая зона.

Тэсингольская область охватывает на западе одноименный антиклинорий, а в восточной части — Шипхидгольский синклинорий. Эта область характеризуется единичными разрозненными залежами скарновой железорудной формации, ассоциированными со среднедевонскими гранитами и залегающими среди протерозойских карбонатных пород (Монгэту-Ула), редкими проявлениями пьезокварца в пегматитах, связанными с теми же интрузиями, а также гидротермальными кварц-вольфрамитовыми и кварц-касситеритовыми проявлениями. Примечательно весовое и знаковое содержание в шлихах касситерита, шеелита, вольфрамита, местами золота и молибденита, отмеченное почти на всей территории области. В восточной части области известны единичные проявления жильной меднорудной формации, пьезокварца в пегматитах, ассоциированных со среднедевонскими гранитами, а также графита, редкометальных и редкоземельных аутометасоматитов, связанных с массивами щелочных пород.

Прихубсугульская металлогеническая зона охватывает Западно-Прихубсугульский внешний прогиб и имеет протяженность до 200 км при ширине 80—100 км. Металлогеническая специализация Прихубсугульской зоны обусловлена, с одной стороны, хемогенно-осадочным накоплением фосфоритов, бокситов и марганценосных яшмоидов в разрезе кремнисто-карбонатной формации верхнего протерозоя — нижнего кембрия, с другой, — девонским эндогенным оруденением посторогенного этапа, проявившимся в связи с гранитоидными и щелочными интрузиями. Находящийся здесь фосфоритоносный бассейн благоприятен для обнаружения новых промышленных месторождений (Донов и др., 1967).

Известные в пределах характеризуемой зоны марганценозные яшмокварциты параллелизуются А. В. Ильиным с близкими по типу оруденения и положению в разрезе Усинскими марганцовыми месторождениями Кузнецкого Алатау, а проявления пластовых бокситов типа аллитов (Арсан-Гол), по-видимому, следует считать близкими с пластовыми залежами Боксона (Восточный Саян). Хризотил-асбестовая и тальковая минерализации установлены в ассоциации с кембрийскими ультрабазитами зоны Аргынгольского разлома. С габброидами габбро-диорит-диабазовой формации Западного Прихубсугуля связано титаномагнетитовое оруденение Хошим-Гол. В ассоциации с нижнепалеозойскими гранитоидами находятся скарновые железорудные залежи (Хэрон-Гол), локализованные среди верхнепротерозойских известняков. В отдаленной парагенетической связи со среднедевонскими граносиенитами и субщелочными гранитами находятся гидротермально-жильные проявления ванадия Цохин и Мунгуш. Оруденение цветных металлов представлено также гидротермально-жильными проявлениями медного и полиметаллического состава. Со среднедевонскими гранитоидами также ассоциированы кварцево-сульфидные жилы, являющиеся, наряду с нижнепалеозойскими золотопроявлениями, источником редких прерывистых ареалов и знаков золота в шлихах.

В генетической связи со среднедевонскими щелочными интрузиями находятся магматические нефелиновые проявления (Уджиги-Гол, Ду-

чин-Гол и др.), сложные по форме залежи апосиенитовых и иного исходного состава автотематитов, несущих редкометалльную тантало-ниобиевую, оловянную и сопутствующую редкоземельную минерализацию. Кварцево-касситеритовая и кварцево-вольфрамитовая гидротермально-жильная минерализация представлена в редких проявлениях, пространственно связанных с нижнепалеозойскими и среднедевонскими гранитоидами; с ними также ассоциированы разнообразные по форме тела дифференцированных пегматитов с тантало-ниобиевой и редкоземельной минерализацией.

Как можно видеть из приведенного краткого перечня, наиболее многообразен набор рудных формаций, связанных со среднедевонскими гранитоидами и щелочными породами. Важнейшими рудоконтролирующими факторами выступают связь оруденения с магматитами, а также структурно-тектонические и литологические причины локализации оруденения различной формационной принадлежности.

СЕВЕРО-МОНГОЛЬСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Эта металлогеническая провинция включает структурные элементы ранних каледонид одноименной складчатой системы, составляющих южное продолжение Алтае-Саянской и Селенгино-Яблоновой складчатых областей (Красный и др., 1966). Она образует широкую дугообразную полосу, протягивающуюся через Центральную и Северо-Восточную Монголию и продолжающуюся в Восточное Забайкалье. Ограничение описываемой провинции на западе составляют Цаганшибэтинский, на юге Южный Ихэбогдинский, Ундуршиллинский и Дэлгирский, а на севере Аргынгольский и Хангайский глубинные разломы. Границы описываемой провинции с Монголо-Амурской провинцией определяются на севере Баянгольским и Тамиргольским, а на юге Баянхонгорским, Северо-Гобийским и Ононским глубинными разломами. Эти границы отражают лишь самое общее представление о структурных связях Северо-Монгольской и сопредельных металлогенических провинций. По существу соотношение их значительно более сложное, в особенности на востоке страны, где между структурными элементами Монголо-Амурской и Южно-Монгольской металлогенических провинций располагается раннекаледонская Центрально-Монгольская геосинклинальная зона. Она подверглась существенной тектонической и магматической переработке под влиянием процессов, происходивших в ограничивающих ее с севера и с юга более юных геосинклинальных системах.

Тектоническая активизация выразилась, прежде всего, в образовании на каледонском основании герцинских прогибов типа внешних (Белостокский и др., 1959), или пригеосинклинальных (Янов, 1963), которые, судя по формационному типу отложений, в ряде случаев были близки геосинклинальным и непосредственно с ними связаны. Еще более важными, определяющими металлогенический профиль Северо-Монгольской провинции, оказались процессы автономной тектоно-магматической активизации, охватывающие территорию Восточной и Центральной Монголии, которая составляет западный сектор Монголо-Забайкальского ареала. В связи с отмеченными особенностями развития эта провинция может быть подразделена на две части — меньшую западную, включающую область Озерного геосинклинального прогиба и Северо-Западный Хангай, и восточную, в пределах которой раннекаледонские структуры интенсивно переработаны герцинскими и более поздними тектоно-магматическими процессами.

Северо-Монгольская провинция включает Тарято-Селенгинское и Цаганоломское поднятия и Центральную-Монгольскую зону, состоящую из Байдарикского, Среднегобийского, Северо- и Южно-Керуленского поднятий. Три последние известны под названием Восточно-Монгольского поднятия (Амантов, Матросов, 1961). Вулканогенными внутригеосинклинальными прогибами являются Озерный, Джидинский, Идэрский, а приразломными — Баянхонгорский, Ихэбогдинско-Ундуршилинский, Керуленский и Ханхухэйский. Внутреннее строение их глыбово-складчатое, а сочленение между собой и со структурными элементами смежных складчатых систем осуществляется по глубинным разломам, обычно сопровождающимся офиолитовыми поясами. Верхнепалеозойские-раннемезозойские Селенгинский и Восточно-Монгольский вулканоплутонические пояса являются важнейшими структурами периода активизации Северо-Монгольской провинции.

В строении складчатых сооружений Северо-Монгольской провинции (помимо сублатформенных образований позднемезозойско-кайнозойских впадин) выделяются пять структурных комплексов, отвечающих протогеосинклинальным, геосинклинальным, собственно орогенным и орогенно-активизационным этапам их развития. Они охватывают следующие интервалы геологической истории: верхний протерозой, поздний докембрий — ранний, частично средний кембрий, средний — поздний кембрий до ордовика включительно, средний палеозой и, наконец, поздний палеозой на западе страны или поздний палеозой — ранний мезозой в центральной и восточной ее частях.

Комплекс складчатого фундамента, состоящий из гнейсов и кристаллических сланцев, развит главным образом в Сонгинском, Ихэджаргалангинском и Бутулинуринском выступах, переработанных и редуцированных огромными массами нижнепалеозойских и среднедевонских интрузий. С гнейсово-сланцевыми толщами связаны месторождения силлиманитовых сланцев, расположенные на площади Бутулинуринского выступа. В структурах западной и северной части провинции более молодые верхнепротерозойские образования представлены карбонатной формацией (мраморизованные известняки, доломиты, в подчиненном количестве кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и кварциты). В Восточно-Монгольском поднятии преобладают зеленосланцевые вулканогенно-терригенные отложения с горизонтами известняков. Здесь с ними связаны проявления и месторождения кварцевой железорудной формации (Хонгор, Хид).

Геосинклинальные отложения позднего докембрия сложены преимущественно орто- и парасланцами с прослоями мраморизованных известняков. Только в Средне-Гобийском и в восточной части Байдарикского поднятий развиты породы типичной кремнисто-карбонатной формации. В ее разрезе известны залежи железистых кварцитов (Эрэн) и возможно выявление пластовых месторождений фосфоритов и бокситов. Перерыв в основании позднего докембрия отмечен интрузией гнейсовидных гранитоидов, имеющих ограниченное распространение и размещающихся в выступах байкальского фундамента, либо в наиболее приподнятых и эродированных блоках антиклинориев. С ними связаны многочисленные жилы слабо дифференцированных пегматитов, аплитов и безрудного гидротермального кварца с турмалином, нередко образующие обширные поля. Сколько-нибудь существенных концентраций оруденения в связи с докембрийскими гранитоидами не установлено, за исключением незначительных проявлений слюдоносных пегматитов с редкоземельной и редкометальной минерализацией, а также мелких проявлений золота.

Тектоническая дифференциация в период геосинклинального развития ранних каледонид, проявившаяся уже в позднем докембрии, обусловила мозаично-блоковую природу главнейших структурных элементов Северо-

Западной Монголии, совершенно аналогичную структурному плану раннекаледонских (салаирских) структур Восточной Тувы (Кузнецов, 1954; Унксов, 1958; Зайцев, 1963; Белостоцкий и др., 1959; Кудрявцев, 1965; Кудрявцев, Кузнецов, 1966). Вендско-нижнекембрийские образования представлены в структурах Северо-Монгольской провинции карбонатной, терригенно-карбонатной и морской андезито-липаритовой формациями в геосинклинальных зонах (Тарято-Селенгинское поднятия, Центрально-Монгольская зона) и спилито-диабазовой, реже спилито-кератофировой, местами в ассоциации с кремнисто-карбонатной и карбонатно-терригенной формациями, во внутригеосинклинальных (Озерный, Джидинский) и приразломных прогибах (Баянхонгорский, Ханхуэйский, Ихэбогдинско-Ундуршилинский, Керуленский).

В зонах развития вендско-нижнекембрийских образований известны проявления гидротермально-жильной медной минерализации, отдельные пункты медноколчеданной и колчеданно-полиметаллической рудных формаций. С вулканитами спилито-диабазовой формации ассоциированы кембрийские гипербазиты и габброиды, локализованные в глубинных разломах и формирующие в совокупности протяженные (до 700—800 км) офиолитовые пояса, имеющие часто свое продолжение на сопредельных с Монголией территориях Советского Союза. Они отличаются неравномерной насыщенностью гипербазитовыми массивами, сложными преимущественно апогартбургитовыми серпентинитами, реже верлитами, пироксенитами и дунитами. С гипербазитами связаны месторождения и проявления хризотиласбета, хромита, никеля, кобальта и магнезита, а с интрузиями габбро и габбро-диоритов медно-сульфидная и титаномагнетитовая минерализация.

Этап орогенного развития провинции, продолжавшийся со среднего кембрия до ордовика включительно, характеризуется интенсивным интрузивным магматизмом, локальным накоплением терригенных толщ, близких к молассам, и редко кислым вулканизмом. В составе интрузивных образований этого этапа установлены сложные многофазные габбро-диорит-гранодиоритовые и гранодиорит-гранитовые интрузии (тохтогеншильский и керуленовый комплексы). Массивы тохтогеншильского комплекса широко развиты в Идэрском, Джидинском и Озерном прогибах, а также в Тарято-Селенгинском поднятии. Они размещены главным образом вблизи Цаганшибэтинского, Баянгольского и Хангайского глубинных разломов. Отмечается связь с нижнепалеозойскими интрузиями небольших проявлений редких металлов и редких земель.

Интрузии, объединенные в керуленский комплекс Восточной Монголии, по составу менее однородны. Кроме габбро-диоритов и гранодиоритов, значительная роль в их составе принадлежит нормальным биотитовым, существенно калиевым гранитам, наряду с которыми отмечаются лейкократовые, субщелочные и щелочные граниты. С интрузиями керуленского комплекса, преимущественно среди карбонатных и вулканогенно-карбонатных пород на площади геосинклинальных поднятий, ассоциированы месторождения скарновой и гидротермально-жильной железорудных формаций (Баян-Гол, Баян-Джаргалант, Шарангатай-Худук), отдельные пункты меднорудной минерализации, а также проявления мусковита, лепидолита и касситерита в пегматитах.

Важная металлогеническая роль принадлежит среднепалеозойскому этапу. С ним связано накопление терригенной и терригенно-карбонатной, частично вулканогенной формаций Прикеруленского, Тарятинского, Орхонского и некоторых других внешних прогибов, а также терригенной и вулканогенной моласс в наложенных мульдах и межгорных прогибах, развивавшихся в силуре — нижнем карбоне. К нижнему девону — эйфелью в западной и северной частях провинции относится формирование субэаральных вулканитов андезито-липаритовой формации с частыми

переходами к вулканогенной молассе, фрагментарно сохранившихся в грабенах. В среднем девоне происходило также становление интрузий существенно калиевых гранитов, весьма широко проявленных в Центральной и Северо-Западной Монголии, где они составляют часть Хангайского гранитоидного пояса. На востоке описываемой провинции девонские вулканы и комагматичные им гранитоиды используются, по-видимому, относительно незначительным развитием. С девонскими гранитоидами ассоциированы многочисленные рудопроявления и ряд скарновых железорудных месторождений, скарновые и гидротермально-жильные медные, медно-полиметаллические, свинцовые, а также мышьяковые проявления и редкометалльные пегматиты. По наблюдениям В. А. Благовраова, в северо-западном Хангае с ними связаны редкоземельные пегматиты, несущие минерализацию цериевой и иттриевой групп, олова, а также небольшие пункты концентрации горного хрусталя в пегматитах и кварцевых жилах.

Перестройка тектонического режима сопредельных геосинклинальных систем в позднем палеозое привела к частичной активизации раннекаледонских глыбово-складчатых структур Северо-Монгольской провинции. К этому времени относится начало формирования Селенгинского и Восточно-Монгольского вулканоплутонических поясов, имеющих свое продолжение в Забайкалье, и внедрение верхнепалеозойских гранитоидов Хангайского интрузивного пояса. Крупные позднекарбоновые диорит-гранодиоритовые интрузии (тарбагатский комплекс) пользуются весьма широким распространением в пределах последнего, а гранитоиды габбродиорит-гранодиоритовой и габбро-монцонит-сиенитовой формаций широко распространены в восточном секторе Северо-Монгольской провинции, где они местами ассоциируют с верхнепалеозойскими субсеквентными вулканидами.

С позднекарбоновыми интрузиями установлена парагенетическая связь железорудных скарнов и гидротермально-жильного кварц-пегматитового и кварц-ильменит-магнетитового оруденения. Помимо этого, В. А. Бобров (1962, 1965) указывает на связь с ними мелких скарновых и жильных проявлений полиметаллов и меди в ассоциации с сурьмяно-мышьяково-серебряной минерализацией, а также железорудных скарнов с цинково-магнетитовой минерализацией.

В восточных и частично северных районах Северо-Монгольской провинции заключительная стадия верхнепалеозойского этапа проявлена становлением пермских лейкократовых, реже умеренно кислых субщелочных гранитоидов, повсеместно ассоциированных с близкими по составу и возрасту вулканидами, а в Центральной Монголии — пермских нормальных, субщелочных и лейкократовых гранитоидов шараусгольского комплекса, слагающих батолитообразные массивы, обрамляющие структуры тупиково оканчивающейся Монголо-Амурской системы.

В ассоциации с гранитоидами перми находятся скарновые и гидротермально-жильные железорудные месторождения (Тумуртэ, Алык-Тологой), а также медное и медно-свинцовое оруденение. С ними частично связываются золоторудные проявления Баянхонгорской зоны, в результате последующего разрушения которых формировались золотоносные россыпи и молибдено-медное оруденение Селенгинского вулканического пояса. В генетической связи с лейкократовыми гранитами находятся проявления пьезокварца. С гранитоидами шараусгольского комплекса (по данным Н. Н. Хераскова и А. К. Уфлянда) также связана танталониобиевая и редкоземельная минерализация в пегматитах, сульфидное и шеелитовое оруденение в кварцевых жилах и хрусталепроявления Западного Хангая.

Особое значение в металлогении восточного сектора Северо-Монгольской провинции имели ранне- и позднепалеозойские этапы активизации,

сопровождавшиеся интенсивным вулканизмом, а первый из них, кроме того, внедрением внегеосинклинальных трещинных гранитоидных интрузий. Позднетриасово-раннеюрские и средне-позднеюрские гранитоиды широко развиты на территории Южно- и Северо-Керуленского поднятий, на востоке Среднегобийского поднятия и в северной части провинции (Тарято-Селенгинское поднятие, Джидинский прогиб). Характеристика основных особенностей перечисленных возрастных групп мезозойских интрузий и связанной с ними минерализации будет дана при описании Монголо-Забайкальского металлогенического ареала и входящих в него рудоносных территорий.

Важнейшими региональными рудоносными территориями в пределах Северо-Монгольской провинции являются Орхоно-Селенгинская и Озерная металлогенические области, Тарято-Байдарикский, Гобийско-Южнокеруленский и Южнохэнтэйско-Северокеруленский пояса и Цаганшибэтинская металлогеническая зона.

Орхоно-Селенгинская область занимает восточный фланг Тарято-Селенгинского поднятия, площадь развития вулканитов Селенгинского вулканического пояса, Бутулиннуриинский выступ байкальского фундамента и зону Джидинского вулканогенного прогиба ранних каледонид. На юго-востоке она граничит со структурами Монголо-Амурской провинции по Баянгольскому, а на северо-западе с байкальцами Тувино-Монгольской провинции по Аргынгольскому глубинному разлому. Юго-западная граница области проходит по зоне Орхонского поперечного регионального разлома, отделяющего ее от структурных элементов Тарято-Байдарикского пояса.

Важнейшими рудоносными территориями Орхоно-Селенгинской области являются Баянгольская и Селенгинская рудные зоны, в пределах которых сосредоточены наиболее значительные по масштабам месторождения скарновой железорудной, прожилково-вкрапленной молибденовомедной и скарновой меднорудной формаций. Разрозненные проявления и месторождения железа, хрома, кобальта, никеля, асбеста, слюдоносные и редкометальные пегматиты и месторождения силлиманита размещены в пределах области на площади Джидинского прогиба и Бутулиннуриинского горст-антиклинария.

Железорудные месторождения Баянгольской зоны тяготеют к одноименному глубинному разлому. Большая их часть локализована среди известняков нижнего кембрия и нерасчлененного нижнего палеозоя. Для них установлена парагенетическая связь оруденения с нижнепалеозойскими габбро-диорит-гранодиоритовыми и со среднедевонскими субщелочными массивами гранитной субвулканической формации (Баян-Гол, Томуртай, Томур-Тологой и др.).

Магматическая хромшпинелидовая (Ацзаргаин) и гидротермальная асбестовая минерализация (Дзалатуин, Цаган-Бургус), а также силикатное кобальт-никелевое оруденение связаны с кембрийскими гипербазитами, локализованными в зонах разломов глубинного заложения, преимущественно в краевых частях Джидинского прогиба. Аналогичный возраст хромитового оруденения и генетическая связь его с нижнепалеозойскими гипербазитами цакирского комплекса установлены на сопредельных площадях в Цакирской (Оронгодой, Даргинтуй) и Тотхолтинской хромитоносных зонах Западного Забайкалья (Налетов, 1962; Щеглов, 1966). Юго-восточное продолжение последней из этих зон на территории Монголии подтверждается проявлением хромитов в верховьях р. Ацзаргаин-Гол.

Потенциально рудоносные площади на асбест, хромит, силикатную кобальт-никелевую минерализацию могут быть намечены по трем приразломным зонам северо-западного простирания. Одна из них приурочена к Орхонскому разлому, вторая намечается в полосе, соединяющей

сомоны Тарялан (на юго-востоке) и Эрзни-Булган (на северо-западе), а третья — на северо-западном отрезке долины р. Эггын-Гол. Примечательным является субпараллельное расположение этих рудоносных зон, удаленных одна от другой и от Тотхолтинской хромитоносной зоны Западного Забайкалья на расстояние «рудного шага» (Выдрин, Дмитриев, 1960; Яковлев, Выдрин, 1959), составляющего 50—75 км. Причем, именно эти зоны означены меднорудными пунктами, россыпными проявлениями золота, молибдена, вольфрама, и, наконец, киновари, что представляет несомненный интерес и позволяет предполагать приуроченность разнообразного оруденения к намеченным зонам, прилегающим к пограничной полосе с Советским Союзом.

Тарято-Байдарикский металлогенический пояс охватывает западный фланг Тарято-Селенгинского геоантиклинального поднятия, Ихэджаргалантинский выступ байкальского фундамента, Идэрский вулканогенный прогиб, Байдарикское и, частично, Цаганоломское геоантиклинальные поднятия. В целом пояс имеет дугообразную в плане форму и протяженность свыше 800 км при ширине от 50 до 125 км. Он обрамляет западное замыкание структур Монголо-Амурской провинции.

В пределах пояса известны территориально разбросанные рудопроявления и месторождения железных руд, хромитов, асбеста, талька, магнетита, кобальт-никелевой и титаномагнетитовой минерализации и многочисленные меднорудные проявления. Железорудные залежи различной формационной принадлежности выявлены в Идэрском рудном районе на площади Буцаганской и Дзабханской групп рудопроявлений.

В целом в пределах Тарято-Байдарикского пояса преобладают проявления скарновой железорудной формации, часть которых ассоциирована с нижнепалеозойскими раннеорогенными интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации (тохтогеншильский комплекс), а часть со среднедевонскими гранитоидами, близкими к субвулканической формации позднеорогенного этапа (Дзагасатуин, Дзабхан-Гол). Отдельные скарновые железорудные пункты минерализации связаны с пермскими гранитами. Небольшие размеры имеют гидротермально-метасоматические железокarbonатные проявления, залегающие среди вулканогенно-карбонатных отложений вендско-нижнекембрийского возраста.

Баянхонгорская рудная зона расположена в пределах Тарято-Байдарикского пояса на южных отрогах Хангайского нагорья, где охватывает площадь Баянхонгорского шовного вулканогенного прогиба и частично прилегающие к нему приразломные полосы Западно-Хангайского и Байдарикского геоантиклинальных поднятий. На территории зоны размещается около 30 меднорудных проявлений, а также редкие залежи силикатных руд кобальта и никеля и проявления графита. Преобладающая часть меднорудных проявлений находится среди вендско-нижнекембрийских известняков, порфиритов и габброидов. Оруденение приурочено к зонам разрывных нарушений и принадлежит гидротермально-жильной меднорудной формации. Следует отметить, что в пределах этой зоны возможно обнаружение залежей медноколчеданной формации в связи с широким развитием вулканитов спилито-диабазового состава.

С кембрийскими гипербазитами ассоциированы редкие проявления никеля и кобальта, талька и магнетита, размещенные в пределах Баянхонгорской зоны и на прилегающих площадях Идэрского прогиба. К западу от этой зоны в приразломной полосе Северного Ихэбогдинского разлома локализовано аналогичное по возрасту оруденение, связанное с гипербазитами. Здесь находятся рудопроявления хромитов (Ногон-Тологой), хризотил-асбеста и амфибол-асбеста (Тайшири, Их-Хачтум, Хасагта), тальковые и магнетитовые проявления, а также залежи силикатной кобальт-никелевой минерализации, связанные с корой выветривания по ультрабазитам (Цаган-Гол). Аналогичный набор рудопроявле-

ний, ассоциированных с гипербазитами кембрия, установлен в пределах Ихэбогдинско-Ундуршилинского вулканогенного приразломного прогиба.

Озерная металлогеническая область занимает крайний западный сектор Северо-Монгольской провинции, а также Хархиринскую зону позднекаледонских складчатых сооружений Монгольско-Алтайской провинции. Помимо Озерного вулканогенного прогиба и Хархиринской зоны, в состав области включаются Сонгинский выступ байкальского фундамента, большая часть Цаганоломского поднятия и меньшая Идэрского прогиба.

В целом Озерная область характеризуется интенсивным проявлением оруденения трех этапов: геосинклинальным и раннеорогенным нижнепалеозойскими и позднеорогенным (или посторогенным) среднедевонским. В связи с вендско-нижекембрийскими начальными вулканитами спилито-диабазовой формации образовались меднорудные и отдельные железорудные залежи, жильные тела и прожилковые зоны. Они известны в пределах Цаганшибэтинской зоны и Ханхухэйской группы рудопроявлений.

В Горном Алтае рассеянная медная минерализация в вулканогенно-осадочных толщах широко развита в зонах Курайского и Бугузунского глубинных разломов, отдельные составляющие которых почти смыкаются с западными ветвями Цаганшибэтинского разлома (Яковлев, 1964). Кроме того, с вендско-кембрийскими вулканогенными толщами спилито-диабазовой формации Тувы связан ряд медно-колчеданных месторождений. В связи с этим, видимо, возможно нахождение повышенных концентраций медно-колчеданных руд и в вулканогенных прогибах ранних каледонид Монголии. На площади Цаганоломского поднятия, Озерного и Идэрского прогибов с нижнепалеозойскими раннеорогенными интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации и с позднеорогенными среднедевонскими существенно калиевыми гранитоидами ассоциируют скарновые меднорудные и свинцово-цинковые залежи, значительные по масштабам скарновые железорудные месторождения и гидротермальные жильные меднорудные проявления. С девонскими вулканитами местами связаны рудопроявления медно-цеолитовой формации. На Горном Алтае среднедевонская медно-свинцовая минерализация существенных масштабов достигает в Коргонском и Уйменско-Лебедском синклиниях, где она связана с эйфельскими малыми интрузиями субвулканической формации (Яковлев, 1964). К этой же металлогенической стадии относится и ряд медно-свинцовых проявлений Тувы.

Гобийско-Южнокеруленский металлогенический пояс расположен в пределах восточного сектора Северо-Монгольской провинции, где занимает территорию Среднегобийского и Южно-Керуленского геоантиклинальных поднятий. Северо-западным ограничением пояса являются зоны Северо-Гобийского и Керуленского глубинных разломов, а юго-восточным — аналогичные по своей природе Ундуршилинский и Дэлгирский разломы. Протяженность пояса с юго-запада на северо-восток превышает 900 км при ширине около 100 км. Сложное глыбово-складчатое строение пояса обусловлено развитием продольных (северо-восточных) и поперечных (северо-западных) региональных разломов. В пределах пояса известны месторождения черных и цветных металлов, а также графита.

Железорудные месторождения Гобийско-Южнокеруленского пояса известны на территории Среднегобийского и Южно-Керуленского рудных районов в 34 пунктах. Они концентрируются в пределах трех рудных узлов и двух рудных подзон, а также рассредоточены в виде разрозненных проявлений и месторождений вдоль северной окраины пояса. Среди них выделяются месторождения железистых кварцитов, железорудных скарнов, гидротермально-жильной и осадочной озерно-болотной

железородных формаций. Железистые кварциты залегают в толще верхнепротерозойских метаморфических пород. Они представляют метаморфизованные хемогенно-осадочные, возможно эксгальциционно-осадочные, залежи.

Скарновые железородные проявления представляют собой многочисленную и более разнообразную по возрасту группу. В Среднегебрийском районе они локализованы в карбонатных породах позднекембрийского возраста. Здесь эти месторождения ассоциируют как с нижнепалеозойскими раннеорогенными гранитоидными интрузиями (Баянджаргалантинская рудная подзона и Дурбульджинский рудный узел), так и с гранитоидами позднего карбона (Оюту-Обо) и перми, возможно триаса (Тумуртэ, Алык-Тологой).

На территории Южно-Керуленского рудного района скарновые залежи локализованы среди известняков терригенно-карбонатной формации нижнего кембрия, в контактовых зонах с нижнепалеозойскими умеренно-кислыми гранитоидами. В этом районе известны также железородные скарны, локализованные в известняках верхнего протерозоя и среди вулканитов перми, в контактовых зонах пермских гранитов субвулканической формации. Единичные гидротермальные и неясного генезиса проявления, возможно, также связаны с нижнепалеозойскими и позднекарбонными габбро-диорит-гранодиоритовыми интрузиями.

В пределах Гобийско-Южнокеруленского пояса в связи с кембрийскими гипербазитами находится характерная кобальт-никелевая минерализация в коре выветривания ультраосновных пород, рассеянная вкрапленность хромшпинелидов и скопления магнезита. Ряд меднородных проявлений и молибденово-медное оруденение (Модо-Худук), по-видимому, связаны парагенетически либо с девонской, либо с верхнепалеозойско-мезозойской интрузивной деятельностью.

МОНГОЛЬСКО-АЛТАЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

На крайнем западе страны располагается Монгольско-Алтайская провинция, охватывающая территорию одноименной позднекаледонской складчатой системы. Она составляет непосредственное юго-восточное продолжение рудных поясов и зон Горного Алтая. На востоке граница ее с Северо-Монгольской провинцией проходит по Цаганшибэтинскому глубинному разлому. С юга она ограничивается Тургенгольским глубинным разломом, соединяющимся на западе, на территории Китая, с Локтевско-Караиртышским, а далее, в Южном и Рудном Алтае, с Северо-Восточным глубинными разломами.

Основными структурными элементами провинции являются Хархинская и Монгольско-Алтайская зоны, разделенные Кобдинским глубинным разломом, образующим южное продолжение Курайского и Теректинского разломов Горного Алтая (Нехорошев, 1966). Кроме того, следует назвать Делюно-Сагсайский девонский внешний прогиб, северным окончанием которого является Чуйский (Юстыдский) прогиб, и Толбонурский глубинный разлом. Этот последний сочленяется на севере с Теректинским, а далее с Бацелак-Южно-Чуйским разломами.

Образования спилит-диабазовой формации венда-нижнего кембрия в Монгольско-Алтайской провинции распространена крайне ограниченно. Они выступают в узких тектонических клиньях в зонах глубинных разломов, часто ассоциируя с мелкими телами гипербазитов и габброидов, формирующих Цаганшибэтинский, Кобдинский и Толбонурский офиолитовые пояса, продолжающиеся на территорию Алтае-Саянской складчатой области. С указанными геосинклинальными формациями связаны многочисленные меднородные проявления, асбестовая, рассеянная хромшпинелидовая и кобальт-никелевая минерализации.

Общая черта позднекаледонского геосинклинального этапа развития провинции — накопление мощных терригенных, часто флишеидных и, в значительно меньшей степени, карбонатно-терригенных отложений среднего — верхнего кембрия — раннего силура, составляющих единый, но различного объема структурный комплекс, что было обусловлено разновременностью проявлений главной складчатости. С тектоническими движениями конца ордовика (на западе территории) или середины силура (в Хархиринской зоне) связаны раннеорогенные интрузии гранитов, гранодиоритов, плагиогранитов, реже диоритов. Они образуют как крупные, батолитовых размеров массивы, так и более мелкие удлинённые тела, частично контролируемые Цаганшибэтинским и Кобдинским разломами. Рудоносность этих двух возрастных групп гранитоидов не установлена.

В последующем развитии складчатых сооружений Монгольско-Алтайской провинции в девоне, помимо молассообразования в межгорных впадинах и субсеквентного вулканизма андезитовой формации в зоне Цаганшибэтинского глубинного разлома, происходило формирование Делюно-Сагсайского внешнего прогиба. Он заполнен вулканитом среднего и кислого состава и вулканогенной красноцветной молассой нижнего девона и эйфеля, а также черносланцевой формацией живетского и франского ярусов. В Монгольском Алтае с вулканитами нижнего и среднего девона, как и в Горном Алтае и Туве, ассоциируют железорудные эксгалиционно-осадочные и гидротермальные проявления, а также меднорудная минерализация (Нехорошев, 1966; Калугин, 1959, 1962; Кузнецов, 1966).

Вулканическая деятельность первой половины девона сопровождалась формированием среднедевонских, существенно калиевых гранитоидов, слагающих крупные плутоны и трещинные тела. Последние контролируются зонами глубинных и региональных разрывных нарушений. Среднедевонские гранитоиды, которые могут быть сопоставлены с гранитоидами сютхольского комплекса Западной Тувы и восточной части Горного Алтая, имеют весьма важное значение в металлогении описываемой провинции. С ними ассоциированы отдельные железорудные проявления, скарповое и гидротермальное оруденение меди, свинца и цинка, а также редкие пункты и признаки молибденовой минерализации. На сопредельной территории Советского Союза с гранитоидами девона связаны ртутные, золото-серебряные и редкометальные месторождения (Кузнецов, 1966; Кен, Груза, 1966).

С эпохой замыкания Делюно-Сагсайского прогиба в конце девона было связано становление крупных интрузий алтайского комплекса, близких батолитовой гранит-гранодиоритовой формации, а в начале карбона — внедрение трещинных гранит-граносиенитовых интрузий толбонурского комплекса, близких по своему составу среднедевонским гранитоидам. На востоке провинции в течение девона и, видимо, в раннем карбоне формировались небольшие интрузии габброидов и граносиенитов, выделяемые в урюкнурский комплекс. На юго-западе провинции возможны интрузии верхнепалеозойских гранитоидов.

Интрузии алтайского комплекса могут быть сопоставлены с подобными широко распространенными интрузиями Холзунско-Чуйской зоны Горного Алтая, где возраст их спорен (Нехорошев, 1966). С ними связаны проявления золота, вольфрама, тантала и ниобия, титановое и медное оруденения, возможно, редкоземельная и молибденовая минерализации. Интрузии толбонурского комплекса имеют ограниченное распространение, локализуясь преимущественно вдоль главнейших разломов. В настоящее время на площади описываемой провинции известны лишь медные и вольфрамовые проявления, условно связываемые с гранитами этого комплекса. Аналогами его в юго-восточной части Горного

Алтай являются интрузии юстыдского комплекса, с которыми ассоциированы проявления молибдена, кобальта и кварц-вольфрамитовая минерализация. Металлогеническая специализация небольших интрузий габброидного и граноспенитового состава урюкнурского комплекса, локализующихся преимущественно в зоне Цаганшибэтинского разлома, не изучена. В Туве с подобными интрузиями торгалыкского комплекса связаны проявления титаномagnetитовых руд, а также гематитовая, медно-кобальтовая и барит-флюоритовая минерализация.

В пределах описываемой провинции выделяются Монгольско-Алтайский редкометалльно-вольфрамовый и одноименный, но несколько в иных границах, золотоносный пояс, железо- и меднорудные Делюно-Сагсайская и Цаганшибэтинская зоны. Последняя является западной частью Озерной области.

Монгольско-Алтайский редкометалльно-вольфрамовый пояс охватывает как структурные элементы Монгольско-Алтайской, так и смежной Южно-Монгольской провинций, контролируясь в значительной мере площадью распространения верхнедевонских частично, возможно, верхнепалеозойских гранитоидов и системой глубинных разломов: Кобдинским, составляющим восточное ограничение пояса, Толбонурским, Тургенгольским и Булганским. Южная граница пояса, по-видимому, определяется Булганским глубинным разломом, однако в связи с распространением шлиховых ореолов вольфрамита, шеелита, молибденита и золота в южном направлении эта граница проводится с достаточной долей условности по осевой части Барунхурайской депрессии.

По представлениям А. Н. Леонтьева (Волочкович, Леонтьев, 1964) Монгольско-Алтайский пояс составляет юго-восточную часть Талицко-Монгольско-Алтайской редкометалльной зоны, включающей Холзунско-Чуйский и Монгольско-Алтайский антиклинории. Пояс характеризуется оруденением двух групп рудных формаций: редкометалльной пегматитовой и гидротермально- жильной вольфрамоносной. Расположенное на севере пояса вольфрамовое месторождение Нурин-Гол связано с верхнедевонскими гранитоидами алтайского комплекса, а вольфрамо-молибденовое месторождение Сагсай, находящееся в южной его части, — с верхнепалеозойскими гранитоидами. Они принадлежат кварцево-берилло-шеелитовольфрамитовой рудной формации и относятся к кварц-вольфрамитовому минеральному типу, содержащему шеелит и молибденит. В пределах пояса установлено, кроме того, значительное число шлиховых ореолов вольфрамита, шеелита, молибденита и касситерита.

С девонским металлогеническим этапом, вероятно, связано также сурьмяное и ртутное оруденение, в настоящее время не выявленное на территории Монголии, но известное в смежных районах Горного Алтая (Кен, Груза, 1966; Кузнецов, 1966). Вместе с тем в последние годы рядом исследователей сурьмяно-ртутная минерализация связывается с самостоятельными интрузиями щелочных базальтоидов этапа мезозойской активизации (Оболенский, Оболенская, 1968; Кузнецов, Оболенский, 1969). Несомненно, что и Алтайско-Кузнецкая и Башчелак-Южно-Чуйская (или Чарышко-Теректинская) сурьмяно-ртутные зоны имеют свое продолжение на территории Монгольского Алтая. В связи с этим Кобдинский, Толбонурский и Цаганшибэтинский глубинные разломы представляют собой перспективные зоны возможного обнаружения сурьмяно-ртутных месторождений.

Редкометалльно-пегматитовая зона составляет юго-восточное окончание аналогичной зоны, расположенной на сопредельной территории Северо-Западного Китая. Общая протяженность ее не менее 450 км. Она приурочена к полосе, находящейся между Булганским и Тургенгольским разломами. Возраст пегматитоносных гранитоидов скорее всего верхнепалеозойский, но не исключено, что и верхнедевонский. Преобладающая

часть пегматитов, несущих поллуцит и тантало-ниобаты, представлена в различной степени (часто слабо) дифференцированными линзообразными, реже штокообразными телами, локализующимися в узкой зоне прогрессивно метаморфизованных пород девона.

Монгольско-Алтайский золотоносный пояс ограничен на северо-востоке Толбонурским, а на юго-западе Тургенгольским глубинными разломами. В пределах пояса выделяются Корумтинская группа россыпей, а также россыпь и ореолы рассеяния золота в верховьях р. Булган-Гол. А. П. Леонтьев эти проявления ранее выделял в качестве гидротермальной рудной зоны, к которой, помимо золота, приурочена также и полиметаллическая минерализация (Волочкович, Леонтьев, 1964). Коренные золотопроявления в пределах зоны не известны, и верхнедевонский возраст оруденения может только предполагаться. За пределами Монгольско-Алтайского золотоносного пояса шлиховые ореолы золота, а также касситерита установлены на севере Хархиринской зоны, в районе сочленения Цаганшибэтинского и Хангайского разломов.

Рудопроявления и одиночные месторождения железа на площади Делюно-Сагсайской и Цаганшибэтинской зон представлены скарновой, гидротермальной железокarbonатной и гидротермально-жильной формациями, для которых установлена парагенетическая связь с девонским магматизмом. В пределах Цаганшибэтинской зоны наиболее значительные месторождения и рудопоявления тяготеют к полосе одноименного разлома, будучи сосредоточены в Харгантинском и Хаирсайском рудных узлах. Здесь они локализованы среди вулканогенных и карбонатных отложений венда — нижнего кембрия и вулканогенно-осадочных пород среднего девона.

Меднорудные и полиметаллические скарновые и гидротермальные проявления той же зоны сосредоточены в Хархиринском районе, а также в Кобдоской и Хаджингинской группах рудных пунктов. Наиболее древние из них связаны со спилито-диабазовой формацией и габброидами вендско-кембрийского возраста, а более поздние ассоциированы с гранитоидами девона. По-видимому, в отдаленной парагенетической связи с девонскими гранитоидами находятся редкие рудопоявления типа медистых песчаников, отмеченные на значительной площади в Хархиринском районе среди девонских и силурийских отложений.

Как видно, металлогенический профиль Монгольско-Алтайской провинции определяется, в основном, девонским и, видимо, позднепалеозойским этапами магматической активности, обусловившими ведущую для нее редкометальную (олово, вольфрам, молибден, тантал, ниобий), золотую, медно-полиметаллическую и железорудную минерализацию, связанную с гранитоидами батолитовой и субвулканической формаций.

ЮЖНО-МОНГОЛЬСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Обширные пространства юга Монголии занимает Южно-Монгольская металлогеническая провинция, территориально соответствующая одноименной раннегерцинской складчатой системе. На севере границы провинции совпадают с Тургенгольским, Южно-Ихэбогдинским, Ундуршиллинским и Дэлгирским разломами, а на юго-востоке — с Уланбадархинским и Элинульским разломами. За пределами страны Южно-Монгольская провинция находит свое продолжение в рудных поясах синцзянской части Обь-Зайсанской провинции на западе и Большого Хингана на востоке.

Характерной особенностью провинции является ее дифференциация на западный и восточный секторы, а также на крайние зоны: северную Гобиялтайско-Сухэбаторскую и южную Гобитяньшаньско-Нукутдабан-

скую и внутреннюю Гобийско-Хинганскую. Гобийско-Хинганская зона состоит из последовательно сменяющихся Барунхурайского, Джунгарского, Эдэрганинурийского, Гурбансайханского, Сайншандинского и Халхингольского прогибов. Для большинства из них характерен мощный и полный эвгеосинклинальный разрез среднего палеозоя.

В строении провинции участвуют протерозойский комплекс складчатого основания, ниже-среднепалеозойский геосинклинальный, верхнепалеозойский, местами с нижним карбоном, и раннемезозойский орогенные комплексы. Локально развитый протерозойский комплекс сложен глубоко метаморфизованными верхнепротерозойскими сериями, прорванными мелкими телами огнейсованных гранитоидов, и несогласно залегающей на них позднедокембрийской кремнисто-карбонатной толщей.

Формирование ниже-среднепалеозойского комплекса началось в ордовике и продолжалось до девона или до начала или конца нижнего карбона. Ордовикские образования, развитые только в краевых структурах провинции, представлены преимущественно терригенными или зеленокаменными вулканогенно-терригенными сериями. На юго-востоке территории они прорваны телами катаклазированных гранитов и гранодиоритов. Металлогеническая специализация этих интрузий не изучена. На западе провинции на ордовикских отложениях залегают силурийские зеленокаменные, существенно вулканогенные толщи с редкими горизонтами железистых кварцитов и яшмокварцитов.

С девона (на западе) или с силура (на востоке) в краевых структурах произошло изменение седиментационного режима. В северной зоне в это время накапливались мощные карбонатно-терригенные и существенно карбонатные осадки, тогда как на юге в девоне образовывалась преимущественно субаэральная эффузивно-пирокластическая толща.

В девоне произошло формирование сложного комплекса гранитоидов, который проявился только в пределах южной краевой геосинклинальной зоны. Девонские интрузии, принадлежащие габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-монцит-сиенитовой формациям, образуют крупные массивы, нередко группирующиеся в близширотные протяженные стволы. В сложении их преобладают умеренно кислые гранитоиды, а на поздних фазах — лейкократовые, биотитовые и субщелочные граниты и граносиениты. С габбро-монцит-сиенитовыми интрузиями, по-видимому, связана промышленная молибдено-медная минерализация.

В прогибах Гобийско-Хинганской зоны главный геосинклинальный комплекс включает зеленокаменные вулканогенно-терригенные образования силура — раннего девона и кремнисто-терригенную и морскую порфиритовую формацию позднего девона и нижнего карбона. С горизонтами и линзами яшмоидов, нередких среди позднедевонской кремнисто-терригенной формации, связана убогая марганцевая минерализация. Среднепалеозойский вулканизм сопровождался формированием небольших тел гипербазитовой и габбро-диорит-диабазовой формаций, группирующихся в протяженный (до 700 км) Гобийский пояс (Хасин, Храпов, 1965) и ряд более мелких. Их аналоги — разновозрастные интрузии Чарского пояса. С гипербазитами связаны хромитовые и кобальто-никелевые проявления и незначительные концентрации магнезита, талька, нефрита и асбеста.

С интенсивными тектоническими движениями, проявившимися в различных зонах провинции в начале — середине карбона, связано становление многочисленных, разнообразных по составу раннеорогенных интрузий, формирование которых местами сопровождалось андезит-липаритовым или базальт-андезит-липаритовым вулканизмом. На территории Гобиалтайско-Сухзоторской зоны в сложении каменноугольных интрузий преобладают порфиридные биотитовые границы, адамеллиты,

реже гранодиориты, наиболее крупные батолитоподные массивы которых локализируются в антиклинорных структурах. С гранитоидами ассоциированы месторождения и проявления скарновой и гидротермально-жильной железорудных формаций.

В Гобийско-Хингайской зоне развиты габбро-диорит-гранодиоритовые и габбро-монцонит-сиенитовые интрузии, образующие преимущественно удлиненные тела, локализующиеся в зонах продольных разломов. С этими интрузиями связана медно-полиметаллическая и, возможно, золотая минерализация. В пределах Гобитяньшаньско-Нукутдабанской зоны каменноугольные интрузии образуют многочисленные, в том числе и весьма крупные массивы, сложенные породами гранодиоритового и нормально гранитного состава.

В первой половине перми в различных частях провинции проявлялся субсеквентный андезит-липаритовый вулканизм, сопровождавшийся внедрением субвулканических интрузий лейкократовых и биотитовых щелочных гранитов и граносиенитов, которые образуют как многочисленные мелкие трещинные тела, так и более крупные массивы.

С интрузиями связаны проявления сурьмы, серебра, золота, меди, полиметаллов, местами пьезокварца (Ошкинский массив). На территории Уланульского поднятия установлен ряд массивов пермских (?) щелочных гранитов, которые, по данным В. И. Коваленко и М. И. Кузьмина, несут редкометалльную и редкоземельную минерализацию. Тела щелочных гранитов известны и в Барунхурайской зоне.

На сопредельной территории Китая нерасчлененные верхнепалеозойские интрузии имеют своих аналогов в составе «Монгольских гранитов» на востоке и «гранитов Тянь-Шань» на западе, в Синцзяне (Основы тектоники Китая, 1962). Аналогами их являются также интрузии змеиногорско-саурского и калбинского комплексов Обь-Зайсанской провинции (Нехорошев, 1966).

В конце перми в отдельных межгорных впадинах накапливались континентальные молассы, содержащие местами промышленные скопления каменного угля.

Наиболее ранним проявлением процессов мезозойской активизации на востоке территории явилось формирование поздне триасово-раннеюрских интрузий. Они сложены главным образом лейкократовыми и биотитовыми гранитами и аляскитами. Резко дискордантные массивы и многочисленные мелкие штоки нередко группируются в цепочки вдоль разломов северо-восточного и близширотного, реже субмеридионального направлений. Юрские образования представлены раннеюрской грубообломочной, местами угленосной, молассой и покровами андезито-липаритовых вулкаников средней-поздней юры. Последние сопровождаются мелкими субвулканическими телами гранитов и граносиенитов, аналогичных одновозрастным интрузиям Северо-Монгольской провинции. В Большом Хингане аналогами их являются яньшаньские гранитоиды.

Начиная с конца юры, рассматриваемая территория была областью накопления континентальных толщ, выполнявших различного размера впадины и депрессионные зоны; спорадически проявлялся базальтоидный вулканизм.

В пределах Южно-Монгольской металлогенической провинции выделяются медно-полиметаллический Барунхурайский пояс и ряд разрозненных рудных узлов и групп рудопроявлений меди и полиметаллов, золота и серебра, Заалтайский золотоносный и одноименный, но несколько иных конфигураций, хрусталеносный пояс, Манлайская хромиленосная зона, железорудный Гобалтайско-Сухэбаторский пояс, Гурбансайхан-Сайншандинский марганценосный пояс, а также северная

часть Южногобийско-Нукутдабанского оловянно-молибдено-вольфрамового и хрусталеносного пояса. Последний принадлежит уже Монголо-Забайкальскому ареалу, так же как и некоторые проявления меди, полиметаллов и флюорита востока провинции.

Барунхурайский пояс меднорудной и полиметаллической минерализации расположен на западе провинции. Он включает одноименный вулканогенный прогиб и крайний западный сектор Гоби-Алтайской зоны. Протяженность пояса более 300 км, а ширина от 70 до 150 км. На западе он находит свое продолжение в синцзянской части Обь-Зайсанской провинции и, видимо, в Рудном Алтае. Гидротермальные медные, медно-свинцовые и золото-полиметаллические месторождения и проявления пояса ассоциированы с мелкими субвулканическими телами нижней перми, совместно с которыми локализуются в единых зонах рудоносных разломов. При этом разломы, контролирующие оруденение, имеют как продольную, так и поперечную ориентировку. Выделяется Байтакский узел с месторождениями золото-полиметаллической рудной формации Нухэни-Нуру и Халтар-Ула, а также Барлагингольская и Верхнебулганская группы жильных полиметаллических, меднорудных и свинцово-меднорудных проявлений.

За пределами пояса с раннепермскими интрузиями, по-видимому, связаны сурьмяные проявления Оло-Булак, а также разрозненные жильные меднорудные проявления зоны Манлайского разлома и Сухэбаторского поднятия. В целом Барунхурайский металлогенический пояс имеет полиметаллическую специализацию, проявления жильной меднорудной формации здесь играют подчиненную роль. В восточном направлении значение меднорудной минерализации возрастает.

Наиболее значительное по масштабам оруденение молибдено-медной прожилково-вкрапленной рудной формации месторождения Цаган-Субурга обособленно расположено в центральной части южной геосинклинальной зоны (в Уланульском поднятии). Месторождение залегает среди девонских граносиенитов и сиенито-диоритов, с которыми, вероятно, связано и генетически.

Заалтайский золотоносный пояс охватывает территорию Барунхурайского, Джунгарского и Эдэргэнинуринского прогибов. Протяженность пояса около 900 км при ширине от 500 до 200 км. Развиты здесь разрозненные проявления кварцево-золото-малосульфидной формации, послужившие источником золотоносных россыпей Заалтайской Гоби, условно связываются с гранитоидными интрузиями карбона, а золото-полиметаллические месторождения Байтакского рудного узла — с нижнепермскими малыми интрузивами. Россыпные месторождения и проявления пояса сосредоточены, в основном, в пределах Эдэргэнинуринской, Нэмэгэтинской и Ононской золотоносных площадей. К востоку, за пределами пояса, в межразломной полосе Манлайского и Сайхандуланского разломов установлены прерывистые шлиховые ареалы золота и киновари значительной протяженности.

Заалтайский хрусталеносный пояс охватывает те же структурные элементы, что и одноименный золотоносный пояс, несколько расширяясь к востоку и югу. В его пределах развиты преимущественно гидротермальные месторождения и проявления пьезокварца и горного хрусталя, а также хрусталеносные пегматиты, связанные с лейкократовыми субщелочными раннепермскими гранитами. Характерна приуроченность гидротермальных хрусталепроявлений к песчанико-сланцевым отложениям девона — карбона.

Хромитовые проявления Манлайской зоны рассредоточены вдоль одноименного глубинного разлома, приуроченного к осевой части Сайншандинского и Гурбансайханского прогибов. Они прослеживаются на протяжении 400 км. Рудоносные перидотиты этой зоны принадлежат Гобий-

скому гипербазитовому поясу. С гипербазитами, кроме того, связаны проявления силикатных руд никеля и кобальта, магнезита, талька, нефрита и асбеста.

Гобиилтайско-Сухэбаторский железорудный пояс охватывает территорию одноименной зоны. Мелкие железорудные проявления, неравномерно распределенные на территории пояса, имеют различную формационную принадлежность. Это единичные хемогенно-осадочные (возможно, эксгальционно-осадочные) метаморфизованные проявления в железистых кварцитах и яшмокварцитах силурийской вулканогенно-кремнистой формации и многочисленные скарновые залежи и гидротермально-жилльные тела, ассоциированные главным образом с карбоновыми гранитоидами. Основные скарновые железорудные месторождения размещены на востоке пояса, на территории Дэлгирской рудной зоны (Томуртуин, Холохуд), где широко развиты среднепалеозойские карбонатные толщи. В западной и центральной частях пояса известны проявления яшмо-кварцитово- и скарново-титановой минерализации.

Гурбансайхан-Сайншандинский пояс, приуроченный к одноименным внутригеосинклинальным прогибам, объединяет немногочисленные и небольшие марганцевые проявления. Это преимущественно метаморфизованные хемогенно-осадочные проявления геосинклинальной марганцеворудной формации в яшмокварцитах позднего девона, а также остаточные проявления выветривания и осадочные озерно-болотные железо-марганцевые руды в отложениях верхнего мела.

Укажем в заключение, что оруденение геосинклинального этапа формирования Южно-Монгольской провинции, связанное с кремнисто-вулканогенными и гипербазитовыми формациями, значительных скоплений полезных ископаемых не образует. Металлогенический профиль провинции определяется в основном ранне- и позднеорогенным гранитоидным магматизмом, с которым связаны проявления золота, меди, полиметаллов, пьезокварца, железа, а на крайнем западе — и редких металлов.

МОНГОЛО-АМУРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

На непосредственном продолжении рудных поясов Восточного Забайкалья расположена Монголо-Амурская провинция, соответствующая одноименной позднепалеозойско-раннемезозойской складчатой системе. На территории Монголии на всем своем протяжении она обрамляется раннекаледонскими структурами Северо-Монгольской провинции, ограничиваясь зонами Баянгольского и Тамиргольского разломов (являющихся продолжением Чикойского и Куналейского разломов Забайкалья), а также Баянхонгорским, Северо-Гобийским и Ононским разломами. Основные особенности провинции — длительность ее геосинклинального развития, продолжавшегося с позднего докембрия до верхнего палеозоя или раннего мезозоя, и существенно терригенный состав осадков. Главные структурные элементы провинции — Хангайский, Хэнтэйский и Агинский прогибы, Западно-Хангайское, Южно- и Северо-Хэнтэйское краевые поднятия и Восточно-Хангайское поперечное поднятие. Границы прогибов и поднятий совпадают с региональными тектоническими нарушениями.

Позднепротерозойско-раннепалеозойский геосинклинальный комплекс развит только в пределах поднятий. Он представлен вулканогенно-терригенной толщей, нередко содержащей горизонты и линзы известняков и гематитсодержащих кварцитов, сменяющейся выше терригенной флишовой серией. Отложения прорваны крупными согласными телами огнейсованных гранитов, аналогичных малханскому комплексу Забайкалья. В генетической и пространственной связи с этими интрузиями,

принадлежащими формации гранитных батолитов, известны лишь единичные залежи железорудных скарнов.

Средне-верхнепалеозойский комплекс в краевых и поперечных поднятиях развит локально. Он представлен девонской и верхнепалеозойской вулканогенной молассой и морскими терригенными отложениями нижнего карбона. С девонскими вулканитами комагматично связано формирование интрузий лейкократовых гранитов и граносиенитов. Рудопроявлений в связи с ними не известно. В пределах внутригеосинклинальных прогибов средне-верхнепалеозойские отложения образуют мощный комплекс, состоящий из нижней кремнисто-терригенной и верхней терригенной молассоидной толщ. В составе кремнисто-терригенных образований нередки горизонты и линзы яшмоидов, несущие железорудную и убогую марганцовую минерализацию. В Агинском прогибе установлены раннемезозойские терригенные толщи.

Массовое гранитообразование этапа главной складчатости на территории провинции проявилось в конце карбона — начале перми становлением крупных гранодиорит-гранитных батолитов хангайского комплекса. Каких-либо проявлений полезных ископаемых, кроме гидротермально-жильного железорудного оруденения, в связи с ними не известно, в Забайкалье же указывается мышьяковая, молибденовая и золотая минерализации в непромышленных концентрациях. Локально распространены пермские лейкократовые гранитоиды.

Особенно важна в металлогеническом отношении группа интрузивных комплексов поздне триасового — юрского этапа развития региона. Наиболее ранние лейкократовые, аляскитовые и биотитовые граниты, реже гранодиориты позднего триаса — ранней юры, слагающие штокообразные трещинные массивы, располагаются цепочками вдоль зон северо-западных, субмеридиональных, реже северо-восточных разломов. В Восточном Забайкалье этим интрузиям формационно и металлогенически наиболее близки резко порфиривидные граниты амуджиканосретенского комплекса (Тихомиров и др., 1964).

С расколами средне-верхнеюрского времени связано внедрение штокообразных или «каркасных» интрузий умеренно- и ультракислых и субщелочных гранитов, реже гранодиоритов и диоритов, локализующихся в зонах северо-западных и северо-восточных разломов. Средне-верхнеюрским интрузиям металлогенически весьма близки интрузии кукульбейского и харалгинского комплексов Забайкалья (Тихомиров и др., 1964). Более подробно особенности металлогенической специализации поздне триасовых и юрских гранитоидов будут рассмотрены при описании Монголо-Забайкальского ареала.

Стратифицированные образования орогенного и активизационного этапов развиты сравнительно локально. Это грубообломочные молассы перми и ранней юры и существенно вулканогенные толщи триаса и поздней юры. С самого конца верхней юры, в различных структурных элементах провинции формируются небольшие впадины, выполнявшиеся мезо- и кайнозойскими покровными отложениями и базальтами.

Металлогенический профиль провинции определяется в основном оруденением раннемезозойского (триасово-юрского) этапа, с которым связано образование полиметаллического, медного и золотого оруденения, месторождений и проявлений редких и малых металлов и пьезокварца, а также проявления флюорита, часть которых находится в парагенетической связи с верхнеюрско-нижнемеловым вулканизмом.

В составе описываемой провинции довольно четко выделяются две металлогенические области — Хангайская и Хэнтэйская, — с которыми связано оруденение геосинклинальных и раннеорогенного этапов. В Хангайской области обособляются две железорудные зоны — Восточно-Хангайская и Западно-Хангайская, — занимающие площади одно-

именных геоантиклинальных поднятий, причем последняя включает также и краевые части Хангайского прогиба. В Восточно-Хангайской зоне оруденение представлено залежами железистых кварцитов, локализующимися в низах позднепротерозойско-раннепалеозойского комплекса, а в Западно-Хангайской зоне — яшмокварцитовой железорудной формацией, связанной со среднепалеозойскими кремнисто-терригенными отложениями. Одиночные гидротермально- жильные железорудные проявления на территории Хангайской области ассоциированы с верхнепалеозойскими гранитоидами.

В пределах Хэнтэйской области выделены Северо- и Южно-Хэнтэйская железорудные, а также Центрально-Хэнтэйская зона марганцевой минерализации. Мелкие проявления железистых яшмокварцитов приурочены в основном к позднепротерозойско-раннепалеозойскому комплексу. Здесь известны и линзы магнетитовых скарнов, локализующиеся в экзоконтактах нижнепалеозойских интрузий среди позднепротерозойских известняков. Наконец, марганцевое оруденение приурочено к линзам яшмоидов, связанных со среднепалеозойской кремнисто-терригенной формацией Хэнтэйского прогиба.

Таким образом, профилирующими для ранних этапов металлогенического развития провинции являются черные металлы: железо и отчасти марганец.

ВНУТРЕННЕ-МОНГОЛЬСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

На крайнем юге страны, ограничиваясь с севера Уланбадархинским и Элигенульским разломами, располагается Внутренне-Монгольская провинция. К западу и востоку она находит свое продолжение на территории Китая в рудных поясах Внутренней Монголии. В протерозое рассматриваемая территория развивалась, вероятно, по единому плану с байкальскими структурами Северного Китая. В нижнем палеозое заложился геосинклинальный прогиб, существовавший, видимо, на протяжении двух этапов (ордовик-девонского и каменноугольного-пермского), разделенных эпохой выравнивания тектонического режима. В соответствии с особенностями последнего геосинклинального этапа в пределах территории выделяются Южно-Гобийское и Тотошанское краевые поднятия (с крупными выступами байкальского фундамента) и Солонкерский геосинклинальный прогиб.

Докембрийский комплекс байкальских выступов представлен верхнепротерозойскими метаморфическими сериями, с которыми ассоциируют различных размеров тела огнейсованных гранитов, и позднедокембрийской кремнисто-карбонатной толщей. Сведения о металлоносности докембрийских интрузий отсутствуют.

Нижне-среднепалеозойские стратифицированные и интрузивные образования близки разновозрастному комплексу сопредельных частей провинции. С девонскими гранитами здесь связаны проявления скарно-вой железорудной формации.

Образования верхнепалеозойского геосинклинального комплекса в краевых структурах провинции представлены морскими и континентальными вулканогенно-осадочными формациями пермокарбона, а также верхнепермской терригенной флишоидной толщей. С развитыми здесь верхнепалеозойскими гранитоидными интрузиями ассоциируют гидротермально- жильные железорудные проявления. В Солонкерском прогибе распространены преимущественно зеленосланцевые кремнисто-граувакковая и спилит-диабазовая формации карбона — нижней перми, сменяющиеся верхнепермской вулканогенно-осадочной толщей. Среди верхнепермских отложений залегают многочисленные массивы ультраосновных

пород, сопровождающиеся мелкими телами габброидов. В связи с этими интрузиями установлены рудопроявления хромита, а в корах выветривания — повышенные концентрации никеля и кобальта.

Общая инверсия геосинклинального режима в Солонкерском прогибе сопровождалась становлением интрузий умеренно кислых гранитоидов и подчиненных им пород среднего и основного состава. Проявлений полезных ископаемых в ассоциации с этими интрузиями не выявлено. Возможно, с ними связаны шлиховые ореолы золота.

Более широко распространены раннемезозойские интрузии несколько более позднего — халцзанульского — комплекса, локализующиеся преимущественно в пределах поднятий и в краевой части Солонкерского прогиба в зонах северо-восточных и субширотных разломов. Это овалы или неправильные формы трещинные тела, сложенные биотитовыми и лейкратовыми гранитами, местами грейзенизированными. С ними связано оловянное и полиметаллическое оруденение, а в шлихах вблизи массивов установлены вольфрамит, флюорит и тантало-ниобаты. Редкометалльная и полиметаллическая минерализация ассоциирована с аналогичными интрузиями и на сопредельной территории Внутренней Монголии (Основы тектоники Китая, 1962).

Орогенные образования развиты крайне локально и представлены грубообломочной и вулканогенной молассой юры. В мелу и кайнозое рассматриваемая территория развивалась по единому плану с сопредельной Южно-Монгольской провинцией.

В целом, Внутренне-Монгольская провинция характеризуется разнообразным оруденением, однако к собственно геосинклинальным металлогеническим этапам относится только оруденение черных металлов, а также кобальт-никелевая минерализация. Железорудные проявления Внутренне-Монгольской провинции, развитые только в ее краевых структурах, имеют незначительные масштабы и различную формационную принадлежность. Это железорудные скарны, локализующиеся в экзоконтактах девонских интрузий среди карбонатных отложений докембрия, а также гидротермально-жильные тела, ассоциированные с верхнепалеозойскими гранитоидами.

С верхнепермскими гипербазитами Солонкерской зоны связаны наиболее значительные на территории Монголии хромитовые проявления, локализующиеся в двух крупных массивах (соответственно $27 \times 1,5$ и $12 \times 2,5$ км²) и в более мелких телах апонеридотитовых серпентинитов, а также никеленосные коры выветривания и устойчивые ореолы рассеяния никеля и кобальта.

Оруденение цветных и редких металлов, флюоритовая и пьезокварцевая минерализация, связанные с мезозойским магматизмом и развитые в пределах Южнообийско-Нукутдабанского металлогенического пояса, входящего в состав Монголо-Забайкальского металлогенического ареала, описывается ниже.

МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ

Монголо-Забайкальский металлогенический ареал представляет собой огромную область Восточной Азии, охватывающую складчато-глыбовые сооружения байкалид, ранних каледонид (салаирид), герцинид и поздних палеозойд—ранних мезозойд. В его пределах интенсивно проявились процессы позднепалеозойско-мезозойской тектонической, магматической и металлогенической активизации. Главная особенность этой области состоит в том, что здесь пространственно совмещены активизация рам относительно молодых геосинклинальных систем, обусловленная развитием последних, т. е. процессы сопряженной активизации (Ициксон

и др., 1967) с автономной активизацией (Щеглов, 1967), имеющей более общие — планетарные — причины, трактуемые многими исследователями как результат особой (третьей) стадии развития земной коры (Мирчинк, 1940; Белоусов, 1964; Масайтис, Старицкий, 1963, 1964; Комаров, Хренов, 1964; Горжевский, Козеренко, 1965; Щеглов, 1967).

В пределах Монголии западная граница ареала совпадает с областью распространения мезозойских интрузий. Она проходит, примерно, по северо-западной границе монгольской части Джидинского геосинклинального прогиба, юго-западнее Баянхонгорской зоны глубинных разломов, далее вдоль Ундуршилинского приразломного прогиба до поперечной зоны Хараайракских разломов, затем вдоль северной границы Внутренне-Монгольской провинции. В указанных границах Монголо-Забайкальский ареал включает значительные части Северо-Монгольской и восточного сектора Южно-Монгольской и полностью Монголо-Амурскую и Внутренне-Монгольскую металлогенические провинции.

Процессы сопряженной активизации выразились в формировании верхнепалеозойских вулканоплутонических ассоциаций (нижний ярус Восточно-Монгольского и Селенгинского вулканических поясов) и верхнепалеозойских гранитоидов тарбагатайского и шараусгольского комплексов внутренней зоны Хангайского интрузивного пояса. Отчетливая приуроченность всех этих образований к ограничениям молодых геосинклинальных систем и к зонам сочленения их с консолидированными каледонскими структурными элементами указывают на синхронность позднепалеозойского этапа активизации с тектоническими процессами, происходившими в первых.

Раннемезозойский (триасово-юрский) этап характеризовался редуцированностью собственно орогенного режима развития Монголо-Амурской и Внутренне-Монгольской систем вследствие одновременного проявления магматических и металлогенических процессов активизации, широко охвативших как их стабилизированные рамы, так и вообще обширные пространства Восточной Азии.

Позднемезозойский (позднеюрско-меловой) и кайнозойский (неотектонический) этапы активизации носили автономный характер, ареалы их проявления были более значительными, чем раннемезозойского. Им была охвачена почти вся территория Монголии. Позднемезозойская активизация не выражена лишь на севере и северо-западе страны. Активизация этих этапов проявилась в возникновении многочисленных впадин забайкальского и байкальского типов (Павловский, 1937; Флоренсов, 1960; Нагибина, 1963) и соответственно в интенсивном толеит-базальтовом (верхи юры — нижний мел) и трахибазальтовом (кайнозой, особенно эолейстоцен) вулканизме. Наибольшее металлогеническое значение имели ранне- и позднемезозойские этапы активизации. При этом в зоне сочленения Монголо-Амурской и Северо-Монгольской провинций, где в начале мезозоя местами развились своеобразные прогибы типа пригеосинклинальных (внешних), а также во Внутренне-Монгольской провинции раннемезозойские движения имели инверсионный характер и сопровождалась формированием интрузий умеренно кислых гранитоидов, редко пород среднего и даже основного состава.

С начала мезозоя восточная часть страны, гетерогенная в отношении времени стабилизации, была вовлечена в тектоническую и магматическую активизацию. В наиболее жестких каледонских структурах она началась с формирования наземных вулканитов андезито-липаритового, трахиандезитового и андезит-базальтового составов и повсеместно сопровождалась становлением поздне триасово-раннеюрских лейкократовых, субщелочных и щелочных гранитоидов. Другие зоны в это время были областями сводообразования, также сопровождавшегося гранитоидным магматизмом, или же подвергались геосинклинальной регенерации.

Общий характер поздне триасово-раннеюрских интрузий в пределах Восточной и Центральной Монголии довольно разнотипен. Главная их масса представлена ультракислыми лейкократовыми субщелочными гранитами и аляскитами. Подчиненное значение имеют нормальные биотитовые граниты и гранодиориты, хотя в некоторых районах (Хэнтэй) они пользуются широким развитием. Местами встречаются массивы, сложенные щелочными гранитами в ассоциации с лейкократовыми субщелочными гранитами и граносиенитами (Баянуланский массив Центрально-Монгольской зоны и ряд других более мелких). На севере Монголии в пределах Селенгинского вулканоплутонического пояса широко развиты триасово-раннеюрские интрузии габбро-монцонит-сиенитовой формации, комагматичные близко одновозрастным вулканитам. Наиболее широко поздне триасово-раннеюрские интрузии проявились в восточной половине Центрально-Монгольской геантиклинальной зоны, в Тарято-Селенгинском поднятии и в северной, приграничной, части Джидинского прогиба ранних каледонид, в Хангайской и Хэнтэйской зонах Монголо-Амурской провинции, в Нукутдабанском поднятии Южно-Монгольской и во Внутренне-Монгольской провинциях.

С гранитоидами позднего триаса—ранней юры ассоциируют проявления касситерита, вольфрамит, тантало-ниобатов, редкоземельная и изредка железорудная минерализация, а также кварцевые жилы с шеелитом и золотом и кварцево-флюоритовые жилы. Особенно распространены хрусталеносные пегматиты камерного типа. В Центрально-Монгольской зоне с этими же интрузиями связаны медно-свинцовые проявления, принадлежащие турмалиново-медной, полиметаллической жильной и скарновой рудным формациям. На юго-востоке Монголии известны молибденит-вольфрамитовые месторождения, находящиеся в генетической связи с триасово-раннеюрскими гранитами (Югодзырь и др.). Достаточно хорошо изучена металлоносность (вольфрамово-молибденовая, золоторудная и др.) аналогов мезозойских гранитоидов Северной Монголии на сопредельных площадях Западного Забайкалья (гуджирский комплекс), что позволяет рассчитывать на обнаружение подобного оруденения в восточной части Орхоно-Селенгинской области.

Средне-позднеюрская стадия активизации во многих структурных зонах Восточной Монголии проявилась андезит-липаритовым, трахиандезитовым и андезит-базальтовым вулканизмом. Юрские вулканы, совместно с триасовыми, формируют верхний структурный ярус Селенгинского и Восточно-Монгольского вулканоплутонических поясов. В Хэнтэйской части Монголо-Амурской провинции, составляющей юго-западное продолжение Южно-Даурского свода (Горжевский и др., 1967), в раннекаледонских структурах Тарято-Селенгинского (продолжение Селенгино-Витимской зоны) и Восточно-Монгольского (продолжение Аргуньской зоны) поднятий, в Нукутдабанском поднятии Южно-Монгольской провинции, а также, возможно, в Хангайском своде и на территории Внутренне-Монгольской провинции с средне-верхнеюрскими глыбовыми движениями связано также внедрение трещинных, в основном ультракислых и субщелочных, реже нормальных биотитовых гранитов и гранодиоритов. Юрские интрузии в отдельных зонах тесно ассоциируют со средне-верхнеюрскими эффузивами, а в других формируются вне видимой связи с ними.

Поздне триасово-раннеюрские и средне-верхнеюрские интрузии в значительной мере определяют металлогенический профиль Восточной Монголии и Монголо-Забайкальского ареала вообще. Именно с ними связано большинство месторождений олова, вольфрама и золота, проявления молибденовой, тантало-ниобиевой, флюоритовой и полиметаллической минерализации, многочисленные месторождения и проявления горного хрусталя в пегматитах. Типоморфный набор аксессуарных мине-

ралов и элементов-примесей мезозойских гранитоидов на настоящей стадии изученности представляется достаточно близким, хотя в дальнейшем, несомненно, будет уточнен и дифференцирован. Ведущие аксессуарии: циркон, флюорит, анатаз, апатит, турмалин, рутил, ильменит, магнетит, часто присутствуют циртолит, базобисмутит, гранат, оранжит, ксенотим, топаз, касситерит, а иногда и вольфрамит, колумбит, молибденит, галенит.

Среди элементов примесей отмечено содержание тантала, ниобия, олова, молибдена, вольфрама, фтора, бора и др. В описываемых гранитоидах, особенно в лейкократовых и аляскитовых разностях, широко проявлена флюоритизация, грейзенизация и альбитизация. С субщелочными амазонитовыми гранитами связаны альбититы, несущие рассеянную минерализацию тантало-ниобатов.

Сопоставляя ареалы позднеtriasово-раннеюрских и средне-верхнеюрских трещинных интрузий, легко заметить, что в целом они сокращаются от древних к более молодым, это сокращение идет с запада на восток и северо-восток. При этом средне-верхнеюрские интрузии и комагматичные им, близко разновозрастные вулканиты почти во всей Южно-Монгольской и Внутренне-Монгольской провинциях имеют весьма ограниченное распространение, по сравнению с восточной частью Северо-Монгольской провинции.

В целом в размещении этих интрузий отмечается отчетливая приуроченность их к крупным региональным и глубинным разломам северо-восточного, субширотного и северо-западного простираний. Вдоль этих разломов они образуют более или менее протяженные цепочки или пояса трещинных изометричных штокообразных, иногда удлинённых и часто неправильной формы «каркасных» массивов, площадью до 300—500 км², реже и главным образом в Монголо-Амурской провинции, до 1000—1500 км².

Часто размещение мезозойских внегосинклинальных интрузий контролируется поперечными, по отношению к простиранию складчатых структур, разломами, в том числе нередко скрытыми и «сквозными», проходящими из одной структурной зоны в другую, а также узлами их пересечения. Поэтому именно особенности мезозойской структурной обстановки, характеризующейся сводово-глыбовым тектогенезом, оказывали господствующее влияние на размещение и основные черты мезозойского интрузивного магматизма, а также на сопутствующую ему металлогению.

В пределах Монголо-Забайкальского металлогенического ареала выделяются Орхоно-Селенгинская, Хангайско-Байдарикская, Хангайская, Хэнтэйская и Восточно-Монгольская металлогенические области. Орхоно-Байдарикский, Тарято-Байдарикский, Гобийско-Южнокеруленский, Южнохэнтэйско-Северокеруленский и Южногобийско-Нукутдабанский металлогенические пояса, соотношение которых с выделенными и кратко охарактеризованными выше металлогеническими провинциями показано на рис. 1—8.

Орхоно-Селенгинская металлогеническая область образует северный сектор Монголо-Забайкальского ареала. Она представляет активизированный блок раннекаледонских складчатых сооружений, включающий Джидинский прогиб и восточный фланг Тарято-Селенгинского поднятия с разделяющими их Бутулиннуринским выступом байкальского складчатого фундамента и наложенным верхнепалеозойско-мезозойским Селенгинским вулканоплутоническим поясом. Область характеризуется развитием минерализации позднепалеозойского, ранне- и позднемезозойского металлогенического этапов, включающих проявления скарновой железорудной формации, меднорудные и полиметаллические скарновые, жильные и медно-цеолитовые гидротермальные рудопроявления, молибдено-медную прожилково-вкрапленную минерализацию (месторождение

Эрдэнитуин-Обо), единичные проявления золота, редких и малых металлов, пьезокварца и флюорита.

Меднорудные, свинцовые жильные и медно-цеолитовые рудопроявления Селенгинской зоны залегают в различных по составу пермских и триасово-юрских вулканитах, а молибденово-медное месторождение Эрдэнитуин-Обо — в умеренно-кислых субщелочных гранитоидах предположительно пермского возраста.

Медно-свинцовая минерализация Орхоно-Селенгинской области находит продолжение в смежных структурах Западного Забайкалья, где к этому этапу рудообразования принадлежат незначительные проявления цветных металлов (Кормилицын и др., 1963).

Рудопроявления и россыпи золота на территории Орхоно-Селенгинской области встречаются редко, но известен ряд прерывистых и отдельные устойчивые шлиховые ореолы рассеяния его. Золоторудные проявления относятся к кварцево-золото-малосульфидной рудной формации и предположительно связываются с малыми интрузиями и дайками пермского, а возможно, и мезозойского возраста. На сопредельной территории Западного Забайкалья известно несколько мелких проявлений посленижнемеловой эпитермальной минерализации золота, киновари, мышьяка, сурьмы и месторождения флюорита (Щеглов, 1966).

Вольфрамо-молибденовое оруденение на территории Орхоно-Селенгинской области практически не проявлено. Прямыми признаками возможной редкометальной минерализации в ее пределах являются шлиховые ореолы гюбнерита и молибденита, а также топаза, шеелита, тантало-ниобатов, минералов висмута и киновари, выявленные на продолжении юго-восточных флангов рудных зон Джидинского рудного района. Следует указать также на развитие здесь массивов мезозойских гранитов, являющихся аналогами гуджирского комплекса Западного Забайкалья. Все это в совокупности позволяет заметить продолжение Джидинской зоны в пределах Монголии в качестве территории, благоприятной на обнаружение вольфрамо-молибденового и золотого оруденения. Флюоритоносные зоны Западного Забайкалья (Томникская, Джида-Удинская, Тугнуйская и др.), видимо, также имеют свое продолжение на территории Монголии. В пределах Орхоно-Селенгинской области выявлен ряд пунктов хрусталеносных пегматитов и гидротермальных хрусталепроявлений, ассоциированных с лейкократовыми субщелочными гранитами триас-нижнеюрского возраста.

Гобийско-Южнокеруленский металлогенический пояс расположен в восточном секторе раннекаледонской металлогенической провинции, где он прилегает к южному ограничению Восточно-Монгольского поднятия. Пояс контролируется глыбово-складчатыми структурами, тяготеющими к Дэлгирскому и Ундуршилинскому глубинным разломам.

Минерализация пояса весьма разнообразна. В его пределах известны железорудные, меднорудные, молибдено-медные и полиметаллические проявления, вольфрамовые автотасоматиты и гидротермалиты, часто сопровождающиеся минерализацией тантало-ниобатов и лепидолита, хрусталеносные и редкометальные пегматиты, гидротермально-метасоматические и жильные месторождения флюорита и другие виды полезных ископаемых.

Рудопроявления и месторождения цветных металлов сосредоточены на площади Модохудукского рудного узла, где выявлены прожилковые проявления меди с примесью молибдена и скарновые железорудные залежи с наложенной медной минерализацией, и Сологойхудукской группы рудных пунктов. Медное и полиметаллическое оруденение последней залегают среди известняков позднего докембрия и в палеозойских гранитоидах. Возраст оруденения нижнепермский и частично, возможно, мезозойский.

ралов и элементов-примесей мезозойских гранитоидов на настоящей стадии изученности представляется достаточно близким, хотя в дальнейшем, несомненно, будет уточнен и дифференцирован. Ведущие акцессории: циркон, флюорит, анатаз, апатит, турмалин, рутил, ильменит, магнетит, часто присутствуют цитролит, базобисмутит, гранат, оранжит, ксенотим, топаз, касситерит, а иногда и вольфрамит, колумбит, молибденит, галенит.

Среди элементов примесей отмечено содержание тантала, ниобия, олова, молибдена, вольфрама, фтора, бора и др. В описываемых гранитоидах, особенно в лейкократовых и аляскитовых разностях, широко проявлена флюоритизация, грейзенизация и альбитизация. С субщелочными амазонитовыми гранитами связаны альбититы, несущие рассеянную минерализацию тантало-ниобатов.

Сопоставляя ареалы позднетриасово-раннеюрских и средне-верхнеюрских трещинных интрузий, легко заметить, что в целом они сокращаются от древних к более молодым, это сокращение идет с запада на восток и северо-восток. При этом средне-верхнеюрские интрузии и комагматичные им, близко одновозрастные вулканиты почти во всей Южно-Монгольской и Внутренне-Монгольской провинциях имеют весьма ограниченное распространение, по сравнению с восточной частью Северо-Монгольской провинции.

В целом в размещении этих интрузий отмечается отчетливая приуроченность их к крупным региональным и глубинным разломам северо-восточного, субширотного и северо-западного простираний. Вдоль этих разломов они образуют более или менее протяженные цепочки или пояса трещинных изометричных штокообразных, иногда удлинённых и часто неправильной формы «каркасных» массивов, площадью до 300—500 км², реже и главным образом в Монголо-Амурской провинции, до 1000—1500 км².

Часто размещение мезозойских внегеосинклинальных интрузий контролируется поперечными, по отношению к простиранию складчатых структур, разломами, в том числе нередко скрытыми и «сквозными», проходящими из одной структурной зоны в другую, а также узлами их пересечения. Поэтому именно особенности мезозойской структурной обстановки, характеризующейся сводово-глыбовым тектогенезом, оказывали господствующее влияние на размещение и основные черты мезозойского интрузивного магматизма, а также на сопутствующую ему металлогению.

В пределах Монголо-Забайкальского металлогенического ареала выделяются Орхоно-Селенгинская, Хангайско-Байдарикская, Хангайская, Хэнтэйская и Восточно-Монгольская металлогенические области. Орхоно-Байдарикский, Тарято-Байдарикский, Гобийско-Южнокеруленский, Южнохэнтэйско-Северокеруленский и Южногобийско-Нукутдабанский металлогенические пояса, соотношение которых с выделенными и кратко охарактеризованными выше металлогеническими провинциями показано на рис. 1—8.

Орхоно-Селенгинская металлогеническая область образует северный сектор Монголо-Забайкальского ареала. Она представляет активизированный блок раннекаледонских складчатых сооружений, включающий Джидинский прогиб и восточный фланг Тарято-Селенгинского поднятия с разделяющими их Бутулиннуринским выступом байкальского складчатого фундамента и наложенным верхнепалеозойско-мезозойским Селенгинским вулканоплутоническим поясом. Область характеризуется развитием минерализации позднепалеозойского, ранне- и позднемезозойского металлогенического этапов, включающих проявления скарповой железорудной формации, меднорудные и полиметаллические скарновые, жильные и медно-цеолитовые гидротермальные рудопроявления, молибдено-медную прожилково-вкрапленную минерализацию (месторождение

Эрдэнитуин-Обо), единичные проявления золота, редких и малых металлов, пьезокварца и флюорита.

Меднорудные, свинцовые жильные и медно-цеолитовые рудопроявления Селенгинской зоны залегают в различных по составу пермских и триасово-юрских вулканитах, а молибденово-медное месторождение Эрдэнитуин-Обо — в умеренно-кислых субщелочных гранитоидах предположительно пермского возраста.

Медно-свинцовая минерализация Орхоно-Селенгинской области находит продолжение в смежных структурах Западного Забайкалья, где к этому этапу рудообразования принадлежат незначительные проявления цветных металлов (Кормилицы и др., 1963).

Рудопроявления и россыпи золота на территории Орхоно-Селенгинской области встречаются редко, но известен ряд прерывистых и отдельные устойчивые шлиховые ореолы рассеяния его. Золоторудные проявления относятся к кварцево-золото-малосульфидной рудной формации и предположительно связываются с малыми интрузиями и дайками пермского, а возможно, и мезозойского возраста. На сопредельной территории Западного Забайкалья известно несколько мелких проявлений посленижнемеловой эпигермальной минерализации золота, киновари, мышьяка, сурьмы и месторождения флюорита (Щеглов, 1966).

Вольфрамо-молибденовое оруденение на территории Орхоно-Селенгинской области практически не проявлено. Прямыми признаками возможной редкометальной минерализации в ее пределах являются шлиховые ореолы гюбнерита и молибденита, а также топаза, шеелита, тантало-ниобатов, минералов висмута и киновари, выявленные на продолжении юго-восточных флангов рудных зон Джидинского рудного района. Следует указать также на развитие здесь массивов мезозойских гранитов, являющихся аналогами гуджирского комплекса Западного Забайкалья. Все это в совокупности позволяет наметить продолжение Джидинской зоны в пределах Монголии в качестве территории, благоприятной на обнаружение вольфрамо-молибденового и золотого оруденения. Флюоритоносные зоны Западного Забайкалья (Томникская, Джидида-Удинская, Тутнуйская и др.), видимо, также имеют свое продолжение на территории Монголии. В пределах Орхоно-Селенгинской области выявлен ряд пунктов хрусталеносных пегматитов и гидротермальных хрусталепроявлений, ассоциированных с лейкократовыми субщелочными гранитами триас-нижнеюрского возраста.

Гобийско-Южнокерулевский металлогенический пояс расположен в восточном секторе раннекаледонской металлогенической провинции, где он прилегает к южному ограничению Восточно-Монгольского поднятия. Пояс контролируется глыбово-складчатыми структурами, тяготеющими к Дэлгирскому и Ундуршилинскому глубинным разломам.

Минерализация пояса весьма разнообразна. В его пределах известны железорудные, меднорудные, молибдено-медные и полиметаллические проявления, вольфрамовые автometасоматиты и гидротермалиты, часто сопровождающиеся минерализацией тантало-ниобатов и лепидолита, хрусталеносные и редкометальные пегматиты, гидротермально-метасоматические и жильные месторождения флюорита и другие виды полезных ископаемых.

Рудопроявления и месторождения цветных металлов сосредоточены на площади Модохудукского рудного узла, где выявлены прожилковые проявления меди с примесью молибдена и скарновые железорудные залежи с наложенной медной минерализацией, и Сологойхудукской группы рудных пунктов. Медное и полиметаллическое оруденение последней залегают среди известняков позднего докембрия и в палеозойских гранитоидах. Возраст оруденения нижнепермский и частично, возможно, мезозойский.

Вольфрамовые месторождения Гобийско-Южнокеруленского пояса сосредоточены главным образом в пределах Тумэнцогтинского и Барунцогтинского рудных узлов. По данным А. Д. Каленова, они представлены тремя рудными формациями: мусковит-кварцево-вольфрамит-сульфидной (Барун-Цогто), кварцево-шеелит-гематит-вольфрамитовой (Буянты) и серицит-кварцево-шеелит-гематит-вольфрамитовой (Их-Наратин).

Наибольший интерес по своим генетическим особенностям представляет месторождение Тумэн-Цогто, сочетающее в себе грейзеновые рудные вольфрамитовые залежи с небольшим количеством шеелита, молибденита и других сульфидов, а также сложные кварцево-вольфрамитовые тела с грейзеновыми оторочками, несущими вольфрамитовую минерализацию.

Относительно крупное месторождение Барун-Цогто представлено кварцевожильным минеральным типом. Оно генетически связано с средне-верхнеюрскими ультракислыми субщелочными гранитами, нередко в той или иной мере грейзенизированными, а иногда и амазонитизированными.

Флюоритовые месторождения на территории Гобийско-Южнокеруленского пояса сосредоточены в пределах Среднегобийского и Южнокеруленского рудных районов, где они образуют ряд рудных узлов и групп рудопроявлений. На территории Среднегобийского рудного района известны значительные по масштабам месторождения, представленные гидротермально-метасоматическими залежами и прожилковыми зонами залегающими в позднедокембрийских известняках кремнисто-карбонатной формации и, реже, жильными кварцево-флюоритовыми телами, находящимися в алюмосиликатных породах. Напротив, в Южнокеруленском районе развиты преимущественно месторождения и проявления флюорита, имеющие характер жил выполнения.

Важнейшим элементом тектонического контроля флюоритовых месторождений, а также соответствующих рудных узлов и зон, являются участки сочленения продольных и поперечных разрывных нарушений, являющихся краевыми разломами глыбово-складчатых структур, в особенности мезозой-кайнозойских впадин. Большинство этих бортовых разломов унаследованные. Локализация флюоритовых жил отмечена в сопряженных и оперяющих трещинах, часто в прибортовых зонах впадин. Согласно В. Н. Выдрину и Н. А. Зиминой, для Южнокеруленского района длина «рудного шага» первого порядка составляет около 60 км, а расстояние между отдельными рудными полями исчисляется в 14—15 км. Интервал повторяемости отдельных месторождений и рудопроявлений в пределах рудных узлов и полей более изменчив и составляет от 2—3 до 5—7 км.

Возраст промышленной флюоритовой минерализации определяется как нижнемеловой (Маринов, 1958; Хасин, Каленов, 1965). На основании пространственного совмещения флюоритовой минерализации и вулканитов основного, редко кислого состава, относимых к цаганцабской свите верхов юры—нижнего мела, а также ряда косвенных признаков, Н. А. Зиминая и А. Ф. Константинов предполагают, что флюоритовая минерализация парагенетически связана с верхнеюрско-нижнемеловым вулканизмом.

Южнохэнтэйско-Северокеруленский пояс занимает полосу приразломных глыбово-складчатых структур, расположенных на сочленении складчатых сооружений ранних каледонид и поздних палеозойд—ранних мезозойд Восточной Монголии. Осевой зоной, на которую как бы «накладываются» эти структуры, является зона Северо-Гобийского и Ононского глубинных разломов, протягивающихся с юго-запада на северо-восток на расстоянии около 800 км при ширине, колеблющейся от 60 до 250 км. Этот пояс характеризуется преимущественным развитием про-

явлений и месторождений цветных металлов, золота, олова, вольфрама, пьезокварца, флюорита.

Меднорудные, свинцовые и полиметаллические проявления сосредоточены в пределах Прикеруленской рудной зоны, а также на площади, тяготеющей к осевой зоне глубинных Северо-Гобийского и Ононского разломов. Наиболее значительные рудопроявления Баянундурской группы относятся к метасоматической турмалиново-меднорудной формации, связанной генетически с триасово-раннеюрскими гранитоидами. Свинцовые, свинцово-цинковые и меднорудные проявления жильного типа Мунгуморитинской группы также, по-видимому, парагенетически связаны с гранитами этого возраста, а проявления Агинской группы ассоциируют с наиболее юными — средне-верхнеюрскими лейкократовыми гранитами.

Южнохэнтэйско-Северокеруленский металлогенический пояс как структура, несущая полиметаллическую и редкометальную минерализацию, находит свое продолжение в рудоносных структурах Приаргуны (Кормилицын и др., 1963).

Вольфрамово-оловянные месторождения Южнохэнтэйско-Северокеруленского пояса размещаются в пределах пяти рудных районов.

Их-Хайрханский рудный район приурочен к юго-западному замыканию Хэнтэйского синклинория в зоне его сочленения с Восточно-Хангайским горст-антиклинорием. Рудоносность этого района определяется развитием многочисленных интрузий триасовых и юрских гранитов. С ними ассоциируют вольфрамово-оловянные грейзены (Багагацзарыйн), жильные кварцево-вольфрамитовые проявления и месторождения (Их-Хайрхан, Онгон-Хайрхан, Хар-Чулу, Майхан-Худук и др.), а также россыпи касситерита. Помимо этого, известны мелкие по масштабам кварцево-берилловые прожилки, хрусталеносные пегматиты, молибденитовые, флюоритовые, меднорудные и железорудные проявления и минерализация тантало-ниобатов и лепидолита, связанные с теми же гранитами.

Южнохэнтэйский рудный район расположен по обе стороны от зоны Северо-Гобийского глубинного разлома. В его пределах выявлены кварцево-вольфрамит-касситеритовые жилы (Жан-Чивлан, Уртогоцзогор), минерализация тантало-ниобатов, лепидолита и касситерита в апогранитах и грейзенах, а также касситеритовые россыпи, сопутствующие этим проявлениям. Аналогичную позицию по отношению к Северо-Гобийскому глубинному разлому занимает Модотинский рудный район, в пределах которого также развиты продольные разломы северо-восточного и поперечные северо-западного направлений. К участкам их сочленения и взаимного пересечения приурочены массивы триасово-раннеюрских и средне-верхнеюрских гранитов, которые несут промышленную редкометальную минерализацию. Выявленные месторождения, согласно А. Д. Каленову, принадлежат преимущественно жильному полевошпат-кварцево-вольфрамитовому (Нарынгийн-Гол), кварцево-вольфрамитово-касситерит-сульфидному (Модото) и кварцево-молибденитовому (Илюр) минеральным типам. В этом же районе размещается наиболее крупная касситеритовая россыпь Багн-Мод (Модото).

Верхнеононский рудный район находится на северо-восточном окончании Южнохэнтэйского-Северокеруленского пояса. Здесь цепочки небольших гранитных массивов средне-верхнеюрского возраста приурочены к зонам северо-западных разломов, поперечных по отношению к складчатым структурам. Ассоциированные с ними вольфрамово-оловянные рудопроявления Верхний Кумыр, Цзун-Тарца-Гол, Зиленда сопровождаются касситеритовыми и касситерит-вольфрамитовыми россыпями.

Южно-Агинский рудный район отличается более разнообразной рудоносностью. Это обычно кварцево-вольфрамитовые (Чулун-Ху-

риэтэ), полевошпат-кварцево-касситеритовые (Зигэй-Хундэй) и кварцево-турмалиновые жилы с касситеритом (Хуху-Ула). Оловянно-вольфрамовая минерализация связана в этом районе с средне-верхнеюрскими штоками и малыми телами, сопровождающимися зонами грейзенизации, кварцево-рудными и кварцево-флюоритовыми жилами.

Флюоритовое оруденение Южно-Хэнтэйско-Северо-Керуленского пояса размещается на территории Северо-Керуленского рудного района, где находятся значительные по масштабам жильные кварцево-флюоритовые месторождения Бэрхэинского рудного узла (Бэрхэ, Дэльгэрхан, Идэрмэг, Обо-Сомон и др.), и ряд рудопроявлений Ульдзинской группы. Как и флюоритовые месторождения Гобийско-Южнокеруленского пояса, они проявляют аналогичную структурную приуроченность, локализуясь в бортовых участках грабен-синклинальных структур, в зонах краевых разломов и сопряженных с ними трещин оперения.

Южногобийско-Нукутдабанский металлогенический пояс расположен на юге страны, где приурочен к полосе сочленения раннегерцинских складчатых сооружений Южно-Монгольской и поздних палеозойско-ранних мезозойско-Внутренне-Монгольской металлогенических провинций. Пояс охватывает зоны Тотошаньского, Южно-Гобийского и Нукутдабанского геосинклинальных поднятий и южную периферию Уланульской зоны. Протяженность его свыше 1400 км при ширине от 75 до 200 км. Мезозойская минерализация в пределах пояса представлена месторождениями и проявлениями цветных металлов, олова, вольфрама и молибдена, пьезокварца и флюорита. Первые из них сосредоточены в западном его секторе в пределах Южно-Гобийского рудного района (Билютинский и Уланульский рудные узлы) и на площади Модонского рудного узла в восточном секторе пояса. Билютинский рудный узел приурочен к участку пересечения ядра Ихэонгорджийской антиклинали Элигенульским глубинным разломом. Он включает медно-свинцовое месторождение Билюта-Обо и несколько рудопроявлений.

Уланульский рудный узел расположен в северо-восточной части Дзаминхурэинской антиклинали в зоне влияния Цагантологийского разлома и оперяющих его разрывных нарушений. Он объединяет месторождение Хара-Тологой, рудопроявления Холтро, Тумыр-Тологой, Мугунские, Хара-Мориту и Хошан. Три месторождения (в том числе Хара-Тологой) и около десятка свинцовых рудопроявлений Южно-Гобийского рудного района, локализованные среди позднекембрийских карбонатных пород, принадлежат трещинно-метасоматическому типу. Рудные тела наиболее изученного месторождения Хара-Тологой приурочены к зонам крутопадающих взбросов и местами к пологим надвигам. В составе руд, помимо свинца, выявлены мышьяк, сурьма, серебро, реже медь и цинк. В силурийских сланцах и песчано-сланцевых толщах верхней перми они образуют прожилковые тела в минерализованных зонах разрывных нарушений, либо формируют простые жилы выполнения среди гранитоидов. Большая часть рудопроявлений и все месторождения этого района находятся в тесной парагенетической связи с дайками и малыми телами гранит-порфиоров, кварцевых порфиоров и монцонитов, возраст которых скорее всего триасово-раннеюрский.

Модонский рудный узел расположен в зоне влияния Модонского близширотного глубинного разлома, разделяющего структуры Нукутдабанского поднятия и Халхингольского вулканогенного прогиба. Рудный узел объединяет два месторождения и группу свинцовых рудопроявлений, залегающих среди известняков нижнего-среднего девона. Свинцовые месторождения Модон I и II представляют собой крутопадающие метасоматические залежи и минерализованные зоны разрывных нарушений. Отдельные рудопроявления имеют характер простых жил выполнения.

Редкометальное оруденение Южно-Гобийско-Нукутдабанского пояса сосредоточено на территории двух районов — вольфрамово-оловянного Южно-Гобийского и молибдено-вольфрамового Нукутдабанского. В Южно-Гобийском районе, помимо вольфрамово-оловянного месторождения Хара-Мориту и касситеритовых россыпей (Хара-Мориту, Халцзан-Ула) на значительной площади развиты устойчивые шлиховые ореолы касситерита, вольфрамита, шеелита и золота. На первом из названных месторождений помимо вольфрамово-оловоносных грейзенов, рудные тела представлены кварцево-касситеритовыми жилами и штокверковыми зонами прожилковой минерализации. Характерно развитие цинвальдита и топаза, что позволяет отнести оруденение Хара-Мориту к кварцево-топаз-касситеритовой формации. Возраст оруденения по ассоциации с рудоносными гранитами считается триасово-раннеюрским. В пределах Нукутдабанского рудного района наиболее значительные вольфрамово-молибденоносные залежи грейзенов сосредоточены на месторождении Югодзырь. Кварцевые серицит-шеелит-вольфрамовые жилы известны на месторождении Батгуй, а на некотором удалении находятся жильные кварцево-вольфрамитовые проявления и грейзены с вольфрамитом и молибденитом (Сайхан-Ула).

Рудоносные грейзены района Югодзырь залегают в апикальной части штока гранит-порфиров поздне триасово-раннеюрского возраста. В песчано-сланцевых породах кровли (ордовик) широко развиты кварцево-вольфрамитовые и флюорит-галенитовые жилы. Первые содержат берилл, шеелит, молибденит, висмутин, топаз и оторочены маломощными слюдяными зальбандами.

Оруденение кварцево-молибденит-вольфрамитового типа Сайхан-Ула представлено серией жил и околожильных грейзенов, приуроченных к протяженному меридиональному разлому. Известны здесь и проявления берилла минералогического значения. С разломами северо-восточного простирания связаны рудопроявления вольфрамита Нумургин-Гол, Бабха-Хонгор и др. Значительный интерес представляют оловоносные скарновые залежи, локализованные в контактовой зоне верхнепалеозойских (?) гранитов в районе горы Субурга. Оруденение совершенно не изучено и является практически единственным представителем скарновой оловянной формации в Монголии.

Немногочисленные и небольшие по размерам флюоритовые проявления Южногобийско-Нукутдабанского пояса формируют три группы: Солонкерскую, Югодзырскую и Нукутдабанскую. Они представлены кварцево-флюоритовыми жилами, структурно приуроченными к приразломным зонам северо-восточного простирания. Парагенетическая связь флюоритовой минерализации с триасово-раннеюрскими гранит-порфирами, несущими молибденит-вольфрамитовые грейзены и кварцево-вольфрамитовые жилы, достаточно хорошо обоснована в районе Югодзыря и на рудоносных площадях Нукутдабанской группы проявлений (Модон). Помимо этого, известны отдельные пункты более юной флюоритовой минерализации, локализованные среди нижнемеловых туфогенно-осадочных отложений.

Важнейшими золотоносными территориями Монголо-Забайкальского ареала являются Хэнтэйская и Хангайско-Байдарикская области, охватывающие площади молодых сводовых поднятий в пределах поздних палеозой—ранних мезозойд Монголо-Амурской и ранних каледонид Северо-Монгольской металлогенических провинций, а также Северо-Керуленский золотоносный пояс, обнимающий восточные секторы Южно-Хэнтэйского и Северо-Керуленского поднятий. Известные в пределах ареала коренные месторождения и проявления золота принадлежат кварцево-золото-малосульфидной рудной формации. Предполагается парагенетическая связь оруденения с малыми интрузивами умеренно кислого гранитоидного

состава раннемезозойского возраста. В пределах Хангайско-Байдарикской области главная масса золотопроявлений и россыпей размещается в Баянхонгорской зоне на участках пересечения одноименного глубинного разлома северо-западного простирания с разломами северо-восточной ориентировки, для которых характерны зоны интенсивного дробления, трещиноватости и гидротермальной переработки (район сомона Бумбугэр, долин рек Байдарагин-Гол и Ульдзейту-Гол, бассейн р. Тацаин-Гол).

Все коренные месторождения и подавляющее большинство россыпей и рудопроявлений золота Северо-Хэнтэйской области сосредоточены в северо-восточной части, где они находятся на продолжении Чикойского золотоносного пояса Забайкалья (Кормилицын и др., 1963; Щеглов, 1966). Коренные проявления и месторождения представлены одиночными кварцево-золоторудными жилами. Обычно они сопровождаются богатыми россыпями. Два рудных узла (Боро-Дзунмодский, Могой-Харганатский) и Якбагская группа россыпей локализованы в участках пересечения северо-восточных (близширотных) продольных и северо-западных поперечных разломов, часть которых имеет глубинную природу. Кустовое размещение золотоносных россыпей и проявлений рудного золота в их пределах в свою очередь подчиняется аналогичной закономерности второго порядка, что обуславливает в целом блоковую структуру рудных полей и узлов с интервалом повторяющихся рудоносных площадей через 30—40 км.

Южно-Хэнтэйская золотоносная зона Хэнтэйской области охватывает складчатые сооружения Монголо-Амурской провинции и, частично, раннекаледонские структуры Северо-Монгольской провинции. Россыпные месторождения сосредоточены на площади Тэрэлджинской и Верхне-Ононской групп, а на юго-западном продолжении зоны отмечено широкое развитие шлиховых ореолов золота. Северо-Керуленский золотоносный пояс охватывает краевую часть Южно-Хэнтэйского поднятия и площади Северо-Керуленского геосинклинального поднятия, заключенные между Ононским и Керуленским глубинными разломами. Территория этого пояса размещается на продолжении полосы Ундинского разлома, к которому приурочены месторождения Бaleyского и Казаковского рудных полей Восточного Забайкалья. В Монголии юго-западным флангом его являются, по-видимому, зоны Ононского и Ульдзинского разломов. Структурная позиция Северо-Керуленского пояса, а также обилие здесь зон халцедоновидного кварца в бортовых частях меловых впадин, низкопробное зеленое золото и киноварь в шлихах, как и некоторые другие признаки, позволяют высказать предположение о возможности обнаружения на северо-восточном фланге этого пояса эпитермальной золоторудной минерализации «бaleyского» типа, золото-малосульфидной формации.

Выше была кратко изложена хрусталеносность Орхоно-Селенгинской области и Орхоно-Байдарикского пояса. Остановимся еще на характеристике хрусталеносности Восточно-Монгольской, Хангайской и Хэнтэйской областей.

Хангайская область отличается развитием преимущественно пегматитовых проявлений пьезокварца и горного хрусталя, связанных с лейкократовыми субщелочными гранитами пермского, возможно триасово-раннеюрского возраста. На территории Восточно-Монгольской области выявлены преимущественно пегматитовые проявления горного хрусталя и флюорита, ассоциированные с лейкократовыми субщелочными гранитами верхнетриасово-раннеюрского и средне-верхнеюрского возраста. Наибольшей насыщенностью флюорито-хрусталеносными пегматитами отличаются лейкократовые субщелочные граниты верхнетриасово-раннеюрского возраста, развитые в пределах Хэнтэйской области (массивы Горихо, Дзунбаин, Джан-Чублин, Арц-Гол). Наиболее перспективными в отношении хрусталеносности представляются среднеглубинные гранитные массивы, не подвергшиеся интраминерализационным дислокациям, что способство-

вало формированию пегматитов камерного типа и кристаллизации пьезокварца в наиболее спокойных условиях. Обычно для них характерны повышенный коэффициент агпаитности (более 0,7) и высокое содержание кремнезема (от 70 до 76%).

Приведенная краткая характеристика региональных рудоносных территорий Монголо-Забайкальского металлогенического ареала показывает, что на его территории с различной степенью интенсивности проявилась эндогенная минерализация позднепалеозойского, ранне- и позднемезозойского этапов. Частью она связана с соответствующими периодами тектоно-магматической активизации раннекаледонских и раннегерцинских складчатых сооружений в обрамлении подвижных Монголо-Амурской и Внутренне-Монгольской провинций, претерпевавших в позднем палеозое и раннем мезозое интенсивные движения. Частью же, особенно с позднего мезозоя, тектоно-магматическая и металлогеническая активизация носила автономный характер и проявилась в связи с более общими процессами активизации, охватившими обширные пространства Центральной и Восточной Азии. Анализ имеющихся материалов подтверждает представления Н. С. Шатского (1960) о том, что развитие Тихоокеанского пояса в мезозое и кайнозое «не считалось» со складчатыми сооружениями Азиатского материка. Этот пояс возник на самых разнообразных сооружениях и переработал их в виде как бы проникающих в западном направлении новообразованных структур.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На территории Монголии выявлены россыпи золота, касситерита, вольфрамита и смешанные касситерито-вольфрамитовые.

Группа золотоносных россыпей наиболее многочисленна. Они известны в речных долинах Монгольского Алтая, в Хангайском нагорье и в Хэнтэе. Лучше других изучены россыпи северо-западной части Хэнтэя. В Хангайском нагорье большинство известных в настоящее время золотоносных россыпей находится на территории Баянхонгорского аймака — в бассейнах рек Ульдзит-Гол и Байдарагин-Гол. Здесь выделяются аллювиальные, аллювиально-делювиальные и делювиальные россыпи. В бассейне р. Байдарагин-Гол наибольшее практическое значение имеют аллювиальные россыпи второй и третьей террас, а также пойменные и русловые, в бассейне р. Ульдзейту-Гол — аллювиально-пролювиальные россыпи небольших долин. В россыпях обоих бассейнов, как правило, имеется по одному золотоносному пласту. Иногда он выражен достаточно хорошо и приурочен к плотику, иногда золото распылено по всей мощности рыхлых отложенных речных долин.

В формировании россыпей Хангайского нагорья выделяются три этапа. Первый этап донеогеновый. Для него характерна пенепленизация района и накопление золота в элювиально-делювиальных образованиях. Вторым этапом, совпадающим с ранним плейстоценом, характеризуется интенсивным развитием эрозионных процессов и формированием золотоносных древне-аллювиальных отложений высоких террас за счет размыва элювиально-делювиальных образований. В третий этап продолжалось врезание речных долин и образование более низких золотоносных террас, главным образом за счет перетолжения золота из отложений более высоких террас, а также формирование аллювиально-пролювиальных и делювиальных россыпей.

В Хэнтэе подавляющее большинство золотоносных россыпей принадлежит аллювиальным долинным и редко террасовым морфогенетическим типам. Так же как и в Хангае, развитие рельефа золотоносных площадей и условия формирования золотоносных россыпей тесно связаны с разви-

тием Хэнтэйского сводового поднятия, являющегося юго-западным продолжением Южно-Даурского сводового поднятия Центрального Забайкалья.

Большинство промышленных россыпей Хэнтэя размещается в пределах Могой-Харганатского рудного узла в северо-восточной части Северо-Хэнтэйской золотоносной зоны. Для многих золотоносных долин Хэнтэя характерно заложение их вдоль зон разломов, являвшихся, по-видимому, структурами, вмещающими золоторудные проявления, которые послужили коренными источниками для питания россыпей. На примере относительно хорошо изученной россыпи долины р. Тологойту-Гол И. Я. Болотова пришла к выводу, что известные промышленные россыпи в Хэнтэе формировались во второй половине четвертичного периода. В пределах депрессии, в которой размещается названная россыпь, среди долинных аллювиальных отложений выделяется шесть комплексов, возраст которых изменяется от неогена (плиоцен) до голоцена, причем промышленная золотоносность приурочена только к IV и V комплексам, отвечающим средне- и верхнеплейстоценовому времени.

Касситеритовые и вольфрамовые или смешанные касситерито-вольфрамитовые россыпи установлены лишь в бассейнах некоторых рек Восточной Монголии. Среди них выделяются те же типы, что и среди золотоносных россыпей. Наиболее крупной в Восточной Монголии является Модотинская касситерито-вольфрамовая россыпь, которая в значительной степени отработана. Менее богаты Хучжиханская, Верхне-Кумырская касситерито-вольфрамитовые и Джанчублинская касситеритовая россыпи. Кроме того, на этой территории имеется большое число мелких касситеритовых россыпей (Хараморитуйская, Халцзанульская, Ононская, Большая Зилендинская, Умундельгерская и др.).

Некоторые из перечисленных россыпей характеризуются довольно сложным строением и содержат два продуктивных горизонта. В Модотинской россыпи первый продуктивный пласт сформировался на глубине от 2 до 4 м в аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложениях, лежащих на размытой поверхности плиоценовых красных глин. Второй пласт залегает в основании последних на глубине 24—30 м, причем подстилающими породами глин являются докембрийские кристаллические сланцы. Аналогичное строение имеет Хучжиханская касситерито-вольфрамитовая россыпь и Югодзырская вольфрамитовая.

Минералогический состав россыпей различных продуктивных пластов не одинаков. Нижний продуктивный пласт Модотинской россыпи содержит только касситерит, в этом пласте отсутствуют даже знаки вольфрамита. В составе верхнего продуктивного пласта касситерита содержится около 75—85%, а вольфрамита — 15—25%. Между этими пластами в красных глинах касситерит и вольфрамит не встречены. В Хучжиханской россыпи существенной разницы в вещественном составе нижнего и верхнего продуктивных пластов нет, в них преобладает касситерит.

Два вольфрамитовых пласта намечаются и в некоторых изученных долинах в районе Югодзырского вольфрамового месторождения. Один — в основании плиоценовых красных глин (содержащих костные остатки), залегающих на песчаниках и сланцах палеозоя, а второй, по-видимому, — в верхнеплейстоценовых аллювиально-пролювиальных отложениях, покрывающих красные глины.

Таким образом, уже к плиоцену коренные месторождения олова и вольфрама в областях сводовых поднятий были выведены на дневную поверхность, подверглись размыву и образовали первый, нижний в современном разрезе долин, продуктивный пласт, имеющий верхнемиоценовый или нижнеплиоценовый возраст. Позже многие районы Восточной Монголии испытывали неравномерное опускание, которому соответствует накопление толщи плиоценовых красных глин. В раннем плейстоцене территория Центральной и частично Северо-Восточной Монголии начала

испытывать общее поднятие, сопровождавшееся в среднем плейстоцене образованием в Хангае и Хэнтэе ледников, а затем, в связи с таянием последних, новое усиление эрозии, вызвавшей дальнейшую деструкцию ранее вскрытых коренных месторождений и образование второго, верхнего, продуктивного пласта.

Однако наряду с россыпями, формирование которых относится к концу неогена, на территории Монголии имеются редкометалльные россыпи, образование которых происходило в среднем и верхнем плейстоцене, т. е. в периоды более обильного орошения атмосферными осадками и достаточно энергичных процессов эрозии. Таковы, очевидно, Багагацзарьинская, Ононская, Большая Зилендинская, Умундельгерская и другие россыпи. Красные неогеновые глины в долинах, к которым приурочены эти россыпи, отсутствуют, и продуктивные пески лежат на скальном плотике.

Приведенные данные о строении и истории формирования россыпей в Восточной и Центральной Монголии должны учитываться при производстве поисковых и разведочных работ.

Заключение

Выявленные временные и пространственные закономерности размещения полезных ископаемых, учитывающие ведущее значение структурно-формационных зон, зон глубинных и региональных разломов, процессов автономной активизации и активизации рам геосинклинальных систем, характер рудоносных, рудных и рудовмещающих формаций, историю формирования россыпных месторождений, ряд других прямых и косвенных поисковых критериев и признаков, позволяет высказать прогнозные соображения о направлении и характере дальнейших поисковых работ.

Известными в настоящее время месторождениями, рудопроявлениями и пунктами минерализации полезных ископаемых безусловно не ограничиваются перспективы территории Монголии. Ее все еще слабая геологическая изученность, особенно западной части страны, широкое развитие магматических и метаморфогенных формаций, благоприятных для формирования оруденения различных типов, позволяют надеяться, что при постановке дальнейших поисковых работ будут выявлены новые месторождения различных полезных ископаемых.

Металлогенический профиль выделенных в пределах Монголии провинций и Монголо-Забайкальского металлогенического ареала, как и отдельных областей и поясов их составляющих, охарактеризован выше. Здесь целесообразно обратить внимание на перспективы поисков некоторых, в основном новых видов и типов месторождений полезных ископаемых, представляющих в настоящее время наибольший интерес. К их числу относятся эпитермальные месторождения золота (бальейского типа) и ртути, редкометалльное оруденение, генетически связанное с апогранитами и альбититами, вольфрамовые, оловянные и молибденовые месторождения в грейзенах и штокверкового типа, оловянно-вольфрамовые и золотоносные россыпи, молибденово-медные прожилково-вкрапленные руды, медная минерализация формации медистых песчаников и медно-цеолитовой формации, месторождения фосфоритов.

Эпитермальные месторождения золота и ртути в ассоциации с месторождениями флюорита, связанные с верхнеюрско-раннемеловой стадией позднемезозойской активизации, могут быть выявлены в пределах Северной и Северо-Восточной Монголии соответственно в Орхон-Селенгинской и Восточно-Монгольской областях и Южно-Хэнтэйско-Северо-Керуленском поясе. Здесь наиболее перспективны прибортовые зоны меловых депрессий (Нилгинской, Чойренской, Чойбалсанской, Ононской и ряда других), сопровождающиеся толеит-базальтовым вулканизмом и, вероятно, еще

не выявленными, в связи со слабой изученностью, малыми интрузиями основного щелочного состава, подобными тем, что установлены в смежных зонах Западного Забайкалья.

Выявление ртутного оруденения можно ожидать также в Монгольско-Алтайском поясе и Цаганшибэтинской зоне, на продолжении соответствующих зон Горного Алтая. Результаты изучения золотососных россыпей Бугунтайского района Северо-Хэнтэйской зоны свидетельствуют о больших перспективах поисков глубокозалегающих россыпей не только в северо-западном Хэнтэе, но и в Западно-Хангайской зоне и Южнохэнтэйско-Северокеруленском поясе. Особое значение в связи с этим приобретает изучение истории формирования гидрографической сети и выявление ее древних элементов. В качестве территорий, перспективных на коренное золото, могут быть названы районы Нукут-Дабана, Гурбансайханского и Сайншандинского прогибов.

При проведении работ на редкие металлы должно быть обращено внимание на поиски месторождений, связанных с различными метасоматами: апогранитами, апогранитовыми и апосиенитовыми альбитами, а также грейзенами, а в некоторых районах и с пегматитами. Месторождения такого типа могут быть выявлены в Тэсингольской области Тувино-Монгольской провинции (Западное Прихубсугулье, монгольская часть нагорья Сангилен) в генетической связи с комплексом щелочных и ультращелочных пород.

Наибольший интерес, видимо, могут представлять поиски месторождений редких металлов в Восточной и Центральной Монголии, где они генетически связаны с интрузивным магматизмом мезозойского (триасово-юрского) этапа активизации. При этом пристального внимания заслуживает изучение уже известных в ряде районов и поиски новых проявлений апогранитов и пегматитов (Хангай, Хэнтэй и др.) с касситеритом и тантало-ниобатами, а также поиски оловянно-вольфрамовых и вольфрамово-молибденовых месторождений грейзенового и грейзоново-штокверкового типа, подобных Югодзырскому, Тумэн-Цогтинскому, Бага-Гадзыринскому. Значительный интерес представляют и поиски редкометалльных и редкоземельных месторождений, связанных с интрузиями верхнепалеозойских и раннемезозойских щелочных гранитов. Особенно перспективны на пересеченные виды полезных ископаемых площади Южнохэнтэйско-Северокеруленского, Гобийско-Южно-Керуленского и Южногобийско-Нукутдабанского поясов и Орхоно-Селенгинской области Монголо-Забайкальского металлогенического ареала, а также Уланульской зоны Южно-Монгольской провинции. Обнаружение россыпных месторождений олова и вольфрама, в том числе подобных Баин-Модскому, возможно, прежде всего на рудоносных территориях северной и северо-восточной частей Монголо-Забайкальского ареала, т. е. в Южно-Хэнтэйско-Северокеруленском поясе и Орхоно-Селенгинской области.

Лишь в самые последние годы выявились значительные перспективы поисков на территории Южной Монголии молибденово-медных руд прожилково-вкрапленной формации, связанных с девонскими или более юными гранитоидами. Видимо, наибольший интерес должны вызвать районы восточного сектора Южно-Монгольской провинции и Орхоно-Селенгинская металлогеническая область. Не исключено, что месторождения молибденово-медных прожилково-вкрапленных руд будут сопровождаться золотой минерализацией, тогда их значение резко возрастает.

При проведении поисковых исследований на некоторые виды полезных ископаемых следует иметь в виду, что во многих металлогенических провинциях Монголии установлено параллельное развитие в смежных зонах или даже крупных блоках близко разновозрастных, но разнотипных ассоциаций магматических пород, несущих, соответственно, различное оруденение. При этом зональность пространственного размещения подобных

ассоциаций (например, верхнепалеозойских габбро-диорит-гранодиоритовых и габбро-монцонит-сиенитовых интрузий) нередко является поперечной по отношению к общему плану складчатых структур. Значительный практический интерес представляет и выделение областей, в которых интрузивный магматизм (особенно раннемезозойский) не сопровождался синхронной вулканической деятельностью. Именно в «авулканичных» блоках и зонах размещаются все известные на территории Монголо-Забайкальского ареала месторождения олова и вольфрама, связанные с поздне триасово-раннеюрскими и средне-позднеюрскими интрузиями, тогда как в ассоциации с вулканогенными толщами находятся лейкократовые субщелочные и щелочные граниты, несущие редкометалльную и редкоземельную минерализацию. Блоки развития габбро-монцонит-сиенитовых интрузий перспективны на молибденово-медное и, возможно, золотое оруденение.

Хотя в настоящее время имеется еще мало данных, однако должно быть обращено внимание также на изучение проявлений меди формации медистых песчаников, в первую очередь в северной части Цаганшибэтинской металлогенической зоны, и медно-цеолитовой формации на восточном фланге Гобийско-Южнокеруленского металлогенического пояса, в Орхоно-Селенгинской и в северной части Озерной металлогенических областей.

Выявленное крупное месторождение фосфоритов в кембрийских отложениях Западного Прихубсугуля, конечно, не исчерпывает перспектив поисков этого вида минерального сырья в Монголии. Новые месторождения фосфоритов могут быть выявлены как в Прихубсугульской зоне Тувино-Монгольской провинции, так и в некоторых рудоносных территориях Северо-Монгольской провинции, где развиты отложения кремнисто-карбонатной формации нижнего кембрия и позднего докембрия, в частности в Озерной области (Цаганоломское поднятие) и особенно в западной части Гобийско-Южнокеруленского пояса (южная часть Среднегобийского поднятия). Естественно, что при выборе объектов для постановки геологоразведочных работ, начиная со стадии геологической съемки и поисков, должны приниматься во внимание не только геологические, но в не меньшей мере экономические факторы.

Не может быть сомнения, что дальнейшее изучение территории Монгольской Народной Республики при учете выявленных закономерностей размещения главнейших видов полезных ископаемых приведет к новым крупным открытиям, благоприятно влияющим на развитие социалистической экономики страны. Выявленные же общие черты металлогении Монголии и установленные или намеченные закономерности размещения полезных ископаемых на ее территории имеют, несомненно, более широкое значение для решения ряда коренных вопросов металлогении Центральной и Восточной Азии.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А., Матросов П. С. 1961. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58.
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Волчек И. И., Луvsанданзан Б., Маринов Н. А., Матросов П. С., Михайлов Э. В., Суегенко О. Д., Хасин Р. А. 1967. Современное представление о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых МНР (глава II). — В кн.: Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., «Недра».
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. П., Кудрявцев Г. А., Москаковский А. А., Пожариский И. Ф., Херасков Н. Н. 1959. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34 (6).

- Белоусов В. В.* 1964. Явления тектонической активизации в развитии земной коры. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука».
- Бобров В. А.* 1962. О возрасте вольфрамового и молибденового оруденения района Югдзырь. — Геол. рудных месторождений, № 3.
- Бобров В. А.* 1965. Особенности металлогенического развития Восточной Монголии. — В сб.: Вопросы металлогении. Международный геологический конгресс, XXII сессия, доклады советских геологов. Проблема 16. М., «Недра».
- Богуславский Н. И., Каленов А. Д., Эгель Л. Е.* 1966. Первая находка метасоматических албититов в МНР. — Докл. АН СССР, т. 168, № 5.
- Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н.* 1964. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., «Наука».
- Выдрин Б. Н., Дмитриев В. П.* 1960. Особенности геологического строения Зменногорского рудного поля (Рудный Алтай). — Геол. рудных месторождений, № 6. Геология СССР, т. XXIX, ч. I. Тувинская АССР. 1966. М., «Недра».
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Под ред. Л. И. Красного. М., «Недра».
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* 1965. Классификация типов металлогенических зон земной коры. — Изв. ВУЗов. Геол. и разв., № 1.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Фогельман Н. А.* 1967. О металлогеническом районировании зон активизации. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., «Наука».
- Донов Н. А., Едемский Е. В., Ельянов А. А., Ильин А. В., Музалевский М. М.* 1967. Кембрийские фосфориты Монгольской Народной Республики. — Сов. геол., № 3.
- Жамбал З., Эгель Л. Е., Каленов А. Д.* 1966. Некоторые рудоносные метасоматиты Центральной и Восточной Монголии и методы их изучения. Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. — Сборник материалов научно-технического семинара, состоявшегося с 19 по 27 августа 1965 г. в г. Улан-Баторе. М., Изд-во СЭВ.
- Зайцев Н. С.* 1963. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области. — В кн.: Иден В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. М., Изд-во АН СССР.
- Иванов А. Х., Маринов Н. А., Хасин Р. А.* 1953. Геологический очерк северо-восточной части Монгольской Народной Республики. — Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 1.
- Иванова Т. Н.* 1961. Основные черты закономерностей развития интрузивного магматизма восточной части Алтае-Саянской области. — Бюлл. ВСЕГЕИ, вып. 3.
- Ивачова Т. Н.* 1963. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М., Гостеолтехиздат.
- Ицксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т.* 1967. Основные черты магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., «Наука».
- Каленов А. Д.* 1947а. К вопросу о западной границе Тихоокеанского пояса. — Сов. геол., № 24.
- Каленов А. Д.* 1947б. О продолжении рудных поясов Восточного Забайкалья на территории Монгольской Народной Республики. — Докл. АН СССР, новая серия, т. 58, № 2.
- Каленов А. Д.* 1960. Новые данные по мезозойским интрузиям Восточной Монголии. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.
- Каленов А. Д.* 1966. Геологические закономерности размещения и основные типы оловянной, вольфрамовой и молибденовой минерализации в Центральной и Восточной Монголии. Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. — Сборник материалов научно-технического семинара, состоявшегося с 19 по 27 августа 1965 г. в г. Улан-Баторе. М., Изд-во СЭВ.
- Каленов А. Д.* 1967. О возрасте мезозойских рудоносных интрузий МНР. — Докл. АН СССР, т. 176, № 6.
- Калугин А. С.* 1959. О генезисе осадочно-метаморфогенных железорудных месторождений Алтая. — В сб.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, т. I, кн. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Калугин А. С.* 1962. Новые данные о перспективах Рудного Алтая по железным рудам. — Труды СНИИГГиМС, вып. 25.
- Кен А. М., Груза В. В.* 1966. Эндогенные месторождения Алтае-Саянской складчатой области и закономерности их размещения. — В кн.: Закономерности размещения эндогенных рудных месторождений СССР. М., «Недра».
- Комаров Ю. В., Хренов П. Н.* 1964. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука».
- Константинов Н. Ф., Зимица Н. А.* 1966. О промышленно-генетических типах флюоритовых месторождений Монголии. — В сб.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».

- Кермилицын В. С., Тихомиров Н. И., Шгаль Н. В., Шилин Д. М., Щеглов А. Д.* 1963. Основные закономерности металлогении Забайкалья. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР.
- Кудрявцев Г. А.* 1965. Основные черты тектоники Тувы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XL (2).
- Кузнецов В. А.* 1954. Тектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. — В сб.: Вопросы геологии Азии, т. I. М., Изд-во АН СССР.
- Кузнецов В. А.* 1966. Основные черты эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. М., «Наука».
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А.* 1969. Проблема возраста ртутного оруденения Алтае-Саянской складчатой области. — Геол. и геофиз., № 5.
- Маринов Н. А.* 1957. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР.
- Маринов Н. А.* 1958. О времени формирования месторождений флюорита в Восточной Монголии. — Сов. геол., № 9.
- Маринов Н. А.* 1963. Закономерности размещения магматических месторождений полезных ископаемых на территории Монголии. — В сб.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Госгеолтехиздат.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г.* 1963. Об особом типе структур Восточной Азии (третий основной структурный элемент континентальной земной коры — дива). — В сб.: Материалы по общей и региональной геологии. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 85.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г.* 1964. Структуры «дива» Восточной Азии. — В кн.: Строение и развитие земной коры. М., «Наука».
- Мирчик Г. Ф.* 1940. Основные закономерности развития земного лика. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18 (3—4).
- Нагибина М. С.* 1963. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — Труды ГИН АН СССР, вып. 79.
- Налетов П. И.* 1962. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат.
- Нехоршев В. П.* 1966. Тектоника Алтая. М., «Недра».
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В.* 1948. Связь ртутных месторождений с магматизмом и природа рудоносных растворов. — В сб.: Вопросы металлогении ртуть. М., «Наука».
- Основы тектоники Китая. 1962. Под ред. Чжан Вэнь-ю. М., Госгеолтехиздат.
- Павловский Е. В.* 1937. Впадина озера Байкал. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Тихомиров Н. И., Козубова Л. А., Тихомиров И. М., Казичын Ю. В., Харкевич Д. С., Попов Е. Н., Рудакова Ж. Н., Павлова В. В., Розинов М. С.* 1964. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра».
- Унксов В. А.* 1958. Алтае-Саянская складчатая область. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат.
- Флоренсов Н. А.* 1960. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР.
- Хасин Р. А.* 1947. Киммерийские граниты Восточной Монголии. — Сов. геол., № 24.
- Хасин Р. А.* 1966. Некоторые общие вопросы металлогенической позиции и мезозойского интрузивного магматизма Центральной и Восточной Монголии. Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. — Сборник материалов научно-технического семинара, состоявшегося с 19 по 27 августа 1965 г. в г. Улан-Баторе. М., Изд-во СЭВ.
- Хасин Р. А., Каленос А. Д.* 1965. Закономерности размещения флюоритовой минерализации в Восточной Монголии. — Докл. АН СССР, т. 164, № 6.
- Хасин Р. А., Храпов А. А.* 1965. Новые гипербазитовые пояса Южной Монголии. — Докл. АН СССР, т. 165, № 4.
- Хасин Р. А., Борзакэвский Ю. А.* 1966. Структурные и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии. — Сов. геол., № 12.
- Шатский Н. С.* 1960. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. — Изв. ВУЗов, геол. и разв., № 11.
- Щеглов А. Д.* 1966. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья — Труды ВСЕГЕИ, Л., «Недра».
- Щеглов А. Д.* 1967. Основные черты металлогении зон автономной активизации. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., «Наука».
- Яковлев Б. А.* 1964. Закономерности размещения свинцово-цинкового оруденения в Горном Алтае. — Сов. геол., № 9.
- Яковлев Г. Ф., Выдрин В. Н.* 1959. Геолого-структурные закономерности размещения полиметаллических месторождений в Змеиногорском районе (Рудный Алтай). — Изв. ВУЗов, геол. и разв., № 10.
- Янов Э. Н.* 1963. Пригеосинклинальные прогибы и межгорные впадины Алтае-Саянской складчатой области. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 85.

ПРОЯВЛЕНИЯ КИНОВАРНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В МОНГОЛИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РТУТИ

Первые признаки ртутных проявлений в виде киновари в шлихах на территории Монголии были обнаружены еще на ранних этапах ее геологического изучения. В последующие годы сведения о ртутных проявлениях значительно пополняются. В 40-е годы отдельные находки киновари в шлихах и единичные ареалы этого минерала были выявлены преимущественно в северо-восточной части страны. В частности, крупный ареал был установлен А. Д. Каленовым и М. В. Кутенковым в бассейне р. Дучин-Гол. В 60-е годы ряд интенсивных и устойчивых ареалов был открыт Д. Я. Айздердзисом и Е. Е. Федоровым в Хангайском нагорье, В. А. Благодоровым и Г. М. Красильниковым в бассейне р. Ульдза, другими исследователями еще в нескольких районах. Таким образом, к настоящему времени накопился значительный фактический материал о ртутных проявлениях в Монголии и назрела необходимость его обобщения. Ниже дается первая сводка этого материала, в которой, кроме того, рассматриваются некоторые закономерности размещения проявлений киноварной минерализации на территории страны и делается оценка перспектив ртутоносности ее.

По состоянию на 1970 г. на территории Монголии, помимо единичных находок киновари в шлихах, выявлено около 20 различных по масштабу и концентрации полезного компонента ареалов рассеяния киновари (рис. 1). Все они тяготеют к зонам крупных глубинных разломов, разграничивающих области различной складчатости или крупные структуры в пределах последних. Эти ареалы в основном группируются около Эрэндабанского (Ононского), Байингольского, Баянхонгорского, Керуленского и, в меньшей мере, Желтуринского и Манлайского разломов.

С Эрэндабанским (Ононским) разломом пространственную связь обнаруживают семь ареалов: Северо-Дучингольский, Южно-Дучингольский, Ульдзинский, Хабтагаинбулакский, Кыринский, Таталский и Верхне-Керуленский.

Значительная площадь зараженности киноварью вблизи этой зоны глубинных разломов выявлена в рыхлых отложениях среднего течения р. Дучин-Гол и в вершине р. Ималка. Бассейны этих водотоков приурочены к терригенным толщам нерасчлененного девона или верхнепермского-нижнетриасового возраста, развитым в краевой, южной, части Агинского поля. В отдельных впадинах распространены эффузивы средне-верхнеюрского возраста и цаганцабской свиты нижнего мела. Территория характеризуется блоковым строением и широким развитием разломов северо-восточного и субширотного направлений. Общая площадь распространения киновари в шлихах превышает 1000 км². Здесь обособляются два ареала: Северо-Дучингольский (1)¹ и Южно-Дучингольский (2). Первый из них вытянут в северо-восточном направлении и охватывает бассейны рек Ишыгенту-Гол, Бэрхэйн-Гол и Ималка — притоков р. Дучин-Гол. В пределах этого ареала киноварь встречается

¹ Цифры в скобках соответствуют номерам ареалов киновари на рис. 1.

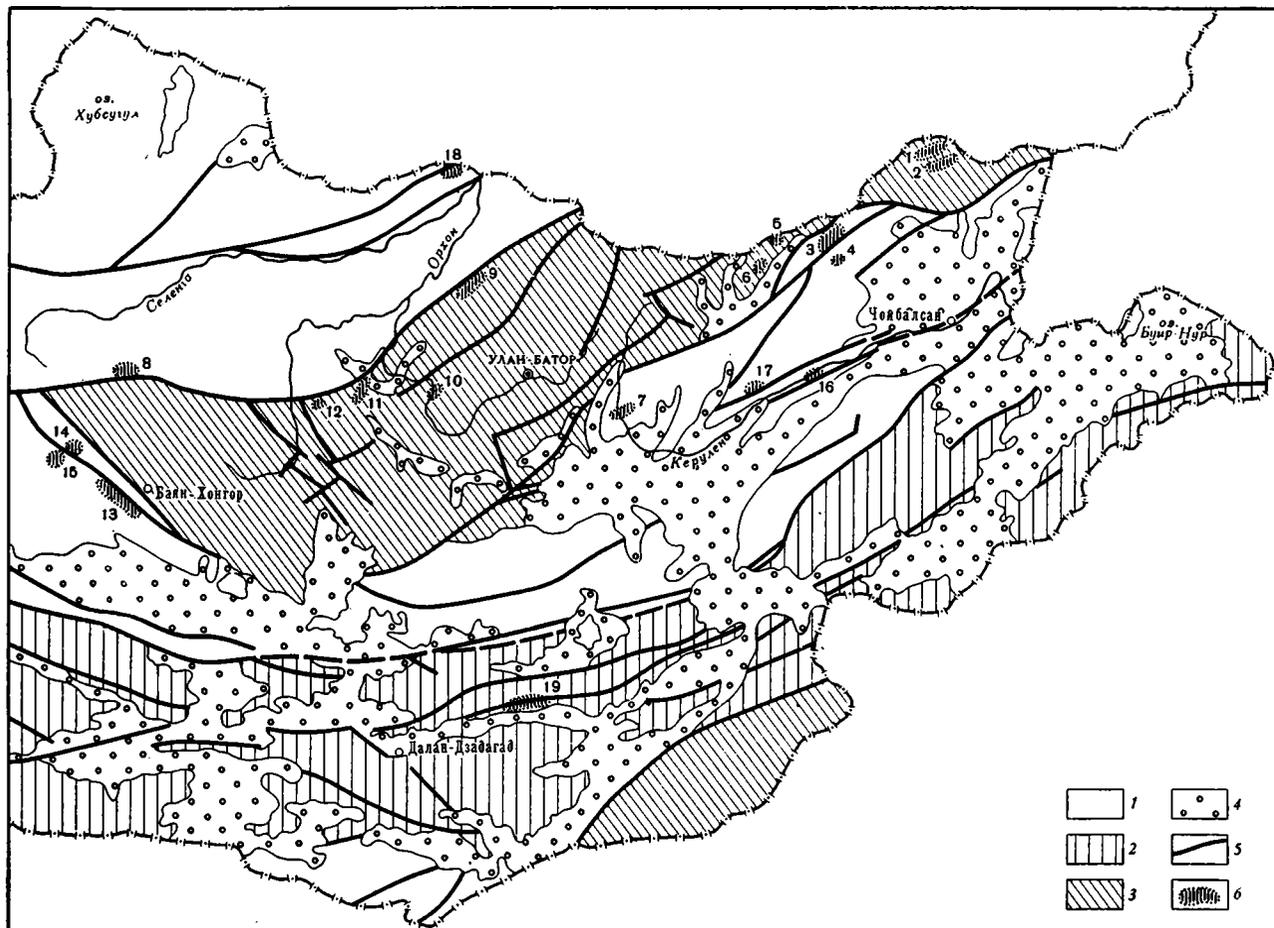


Рис. 1. Схема размещения проявлений киновари в Восточной и Центральной Монголии

Складчатые сооруже-
ния:

- 1 — каледонские,
- 2 — раннегерцинские,
- 3 — позднегерцинские;
- 4 — мезозойско-кайнозойские депрессии;
- 5 — главные тектонические нарушения;
- 6 — ареалы механического рас-сеивания киновари в рых-лых отложениях



Рис. 2. Карта шлихового опробования и полезных ископаемых верховьев р. Ималка. Составили А. Д. Каленов, М. В. Кутенков

1 — зона тектонического нарушения; 2 — пункты взятия шлиховых проб; 3 — киноварь

в подавляющем большинстве шлиховых проб. В распадах правого борта долины р. Ималка отмечалось до 40 знаков киновари в пробе (рис. 2). В остальных шлихах встречается от 1—5 до 10 знаков на одну пробу. Зерна киновари — до 0,6 мм, очень слабоокатанные или совсем неокатанные. По мнению А. Д. Каленова и М. В. Кутенкова, коренными источниками киновари могут оказаться низкотемпературные кварцевые жилы брекчиевой текстуры, весьма широко развитые на территории участка, особенно вдоль Цаган-Чулутинского сброса, пересекающего участок в северо-восточном направлении.

Южно-Дучингольский ареал (2) приурочен к долинам правых притоков р. Дучин-Гол (урочища Ара-Хогой и Харцату). Здесь киноварь встречается в большинстве шлиховых проб от одного до 14 знаков и в отдельных пробах 31 и 95 знаков (в средней части урочища Харцату).

Довольно крупный Ульдзинский ареал (3) рассеяния киновари площадью около 500 км² выявлен на южном склоне хр. Эрэн-Дабан к северо-западу от сомона Баян-Ула. Этот ареал, охватывающий долины нескольких левых притоков р. Ульдзы, находится непосредственно в зоне того же глубинного разлома (рис. 3). На рассматриваемом участке зона разлома представлена серией разрывных нарушений северо-восточного простирания различных по протяженности, размещающихся в песчанико-сланцевой верхнепротерозойской толще или в существенно осадочных мезозойских толщах и в разновозрастных интрузивных образованиях. Вблизи разломов породы обычно катаклазированы, иногда окварцованы и ожелезнены. В пределах этого ареала киноварь обнаружена в шлихах из аллювиальных и делювиальных отложений, причем значительная часть из них сосредоточена на ограниченном по площади участке в бассейне одного из левых притоков р. Ульдзы. Чаще всего количество киновари здесь не превышает нескольких знаков. Иногда содержание ее в делювии значительно повышается и составляет 2,2 г/м³. Повсеместно зерна киновари почти совсем не окатаны. Наиболее обычный их размер 0,1—0,3 мм, иногда встречаются зерна, поперечник которых достигает 0,5—0,6 мм.

В 1967 г. на площади описываемого ареала на правом берегу р. Далай-Ама-Гол в гранитах было выявлено несколько интенсивно измененных, местами окварцованных, зон шириной около 50 м и протяженностью от 200 до 600 м. В одной из таких зон В. А. Благодирным и Г. М. Красильниковым на участке площадью 3 м² было встречено коренное оруденение киновари. Содержание последней составляет 0,3 г/т породы. Это первая находка коренного оруденения ртути на территории Монголии.

Устойчивое присутствие киновари в шлихах, правда в единичных знаках, отмечается также к югу от описанного ареала на правобережье р. Ульдзы (4). Эти находки приурочены к долине урочища Хабтагаин-

Булак, проложенной в основном среди осадочных и вулканогенных верхнепалеозойских толщ, разбитых рядом нарушений, преимущественно северо-западного простирания.

Кыринский ареал (5) расположен в междуречье Кыра и Агуда, в области развития метаморфизованных верхнепротерозойских — нижнекембрийских песчанико-сланцевых отложений, содержащих горизонты известняков. В пределах этого ареала, наряду с присутствием во многих пробах единичных знаков киновари, в рыхлых отложениях ряда логов обнаружены ее весовые содержания.

Таталский ареал (6), находящийся юго-западнее сомона Татал, характеризуется такой же геологической ситуацией, как и Кыринский, но в отличие от него включает всего лишь несколько шлиховых проб, содержащих редкие знаки киновари.

К ареалам, связанным с Ононским разломом, следует отнести еще группу проб с единичными знаками киновари, взятых в верхнем течении р. Керулен, несколько севернее сомона Бурулджу-Тим-Байшиен. В пределах этого Верхне-Керуленского ареала (7) развиты пермские вулканогенные и осадочные толщи, прорванные гранитами.

Несколько ареалов рассеяния киновари обнаруживают территориальную приуроченность к зоне Баянгольского глубинного разлома. Лучше других изучен Шабаринский ареал (8), охватывающий верховья одно-

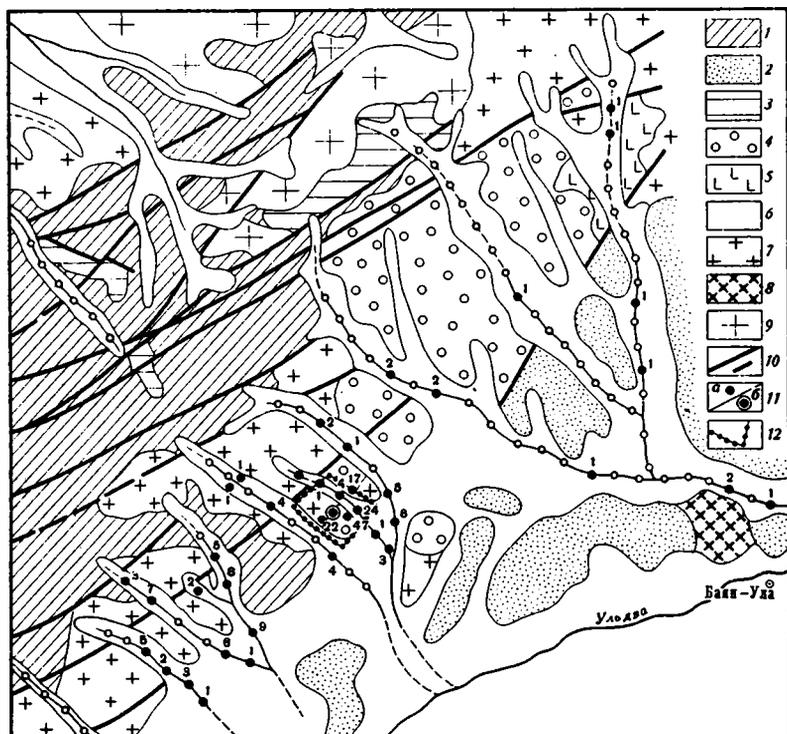


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Ульдзинского участка проявления киновари. Составили В. А. Благощравов, Г. М. Красильников

1 — верхнепротерозойские серицит-хлоритовые, серицит-кварцевые, эпидот-актинолитовые сланцы, метаморфизованные песчаники; 2 — верхнепермские полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты; 3 — среднеюрские конгломераты, песчаники; 4 — верхнеюрские конгломераты, песчаники, алевролиты; 5 — нижнемеловые базальты, андезит-базальты; 6 — четвертичные отложения; 7 — палеозойские граниты, адамеллиты, гранодиориты, кварцевые диориты; 8 — пермские порфировидные граниты; 9 — мезозойские граниты и гранодиориты; 10 — разрывные нарушения; 11 — киноварь: а — в шлихах (цифрами показано количество знаков в пробе), б — в коренном залегании; 12 — участок детального опробования

именного ручья. Согласно данным Е. Е. Федорова, он занимает площадь около 30 км² и приурочен к области развития кварцево-серицит-хлоритовых сланцев и известняков нижнепалеозойской дзагинской серии и тяготеет к зоне северо-восточного нарушения, сопряженного с зоной Баянгольского разлома. Породы дзагинской серии здесь обычно интенсивно катаклазированы, окварцованы и ожелезнены. В пределах этого ареала киноварь установлена примерно в 30 пробах, взятых как из аллювиальных, так и делювиальных отложений в количестве от нескольких до 21 знака при размере зерен до 0,4 мм. Необходимо отметить, что в подвергнувшихся количественному и полуколичественному спектральному анализу пробах окварцованных и ожелезненных известняков с этого участка в одной пробе была обнаружена ртуть (0,0001%) и мышьяк (0,01%) и еще в двух — только мышьяк (0,01—0,02%). Остальные ареалы, тяготеющие к зоне Баянгольского разлома, объединяют по нескольким шлиховым пробам, содержащим единичные знаки киновари.

Все ареалы приурочены к зонам интенсивного дробления пород, некоторые из них расположены непосредственно в зоне разлома, другие ассоциируют с более мелкими субпараллельными разломами того же северо-восточного простирания и размещаются южнее этой зоны. Помимо охарактеризованных в пределах описываемой части Монголии выделяются еще четыре самостоятельных ареала рассеяния киновари:

а) в нижнем течении р. Цахарыйн-Гол (9), в поле развития глубоко-метаморфизованных песчанико-сланцевых отложений, кристаллических сланцев и гнейсов;

б) в районе сомона Лун (10), среди метаморфизованных толщ нижнего палеозоя, прорванных небольшими интрузиями гранодиоритового состава;

в) в районе сомона Хадасан (11) вдоль долины бессточных речек Малангин-Гол и Батуин-Гол, в поле развития нижнепалеозойских гранитов и песчанико-сланцевых толщ того же возраста;

г) восточнее горы Джаргаланту-Обо (12), севернее сомона Хашаат среди терригенных отложений нижнекарбонového возраста.

В связи с Баянхонгорским глубинным разломом известно три ареала. Один из них — Далангиннурский (13) — расположен в местности Далангин-Нуру и включает в себя большую часть юго-западного склона хребта Джаргаланту-Нуру. Киноварный ареал в целом характеризуется отдельными пробами с единичными знаками киновари. Лишь в районе сухого русла Улан-Булак выделяется полоса, резко обогащенная киноварью, в пределах которой последняя встречается в количестве нескольких знаков почти в каждой шливовой пробе. Эта полоса контролируется тектоническим нарушением и тяготеет к краевой части массива раздробленных верхнепалеозойских гранитов. Второй — Байдарагингольский ареал (14) — приурочен к одному из разломов северо-западного направления в пределах шовного прогиба и расположен на борту левой одноименной речки, несколько ниже урочища Арцагин. Этот ареал включает несколько шлихов с единичными знаками киновари. В пределах Далангиннурского и Байдарагингольского ареалов киноварь ассоциирует с золотом и флюоритом. Третий — Дзагинский ареал — расположен в междуречье Дзагин-Гол и Байдарагин-Гол в области развития пород дзагинской серии. Пространственно он тяготеет к крупному разлому, входящему в систему разломов, разделяющих Шараусгольское поднятие от Хангайского синклиория. В пределах Дзагинского ареала насчитывается 13 шлиховых проб с киноварью, содержание которой колеблется от 1 до 10 знаков. Здесь же и вблизи ареала имеются проявления сурьмяной минерализации.

Помимо отмеченных ареалов, тяготеющих к зоне Баянхонгорского глубинного разлома, встречаются довольно часто рассеянные одиночные шлиховые пробы со знаками киновари. Такие пробы известны, например,

на северном борту Долиноозерской котловины, а также в междуречье Дзабхан и Байдарагин-Гол.

В зоне Керуленского разлома известно два ареала рассеяния киновари: Тумэнцогтинский и Царыггынгольский.

Тумэнцогтинский ареал (16) объединяет несколько сближенных шлиховых проб со знаками киновари, приуроченных к северо-восточной части рудного узла Тумэн-Цогто на участке развития массива мезозойских гранитов.

Царыггынгольский ареал (17), в который входит ряд шлихов с киноварью, обнаружен С. М. Калимулиным и Г. А. Козловским в 1966 г. в рыхлых отложениях р. Царыггын-Гол, примерно в 20 км севернее г. Ундэр-Хан. Эти находки пространственно тяготеют к северо-восточному разлому второго порядка. Количество киновари в шлихах составляет 3—4 знака, размер зерен ее колеблется от 0,1 до 0,5 мм.

С Желтуринским (Селенгинским) глубинным разломом пространственно связан ареал, находящийся на левом берегу р. Селенга (18). Здесь в поле развития кристаллических пород Бутулиннуринского выступа в нескольких шлиховых пробах обнаружены знаки киновари.

В зоне Манлайского разлома в районе сомона Харанояный выявлен значительный по размерам ареал рассеяния киновари (19). Он вытянут в широтном направлении, имеет площадь около 700 км² и расположен среди песчанико-сланцевых отложений среднего палеозоя. Киноварь на площади ареала встречается в нескольких десятках проб в единичных знаках.

Приведенный выше фактический материал позволяет сделать следующие выводы.

Скопления киновари в рыхлых отложениях на территории Монголии обнаруживают тесную связь с зонами крупных разломов, которые так же, как и в сопредельных районах Советского Союза, являются основными рудоконтролирующими факторами ртутной минерализации. Особенно важную роль при этом играют зоны глубинных разломов, разграничивающие области разновозрастной складчатости или крупные структурные единицы внутри этих областей. Все эти разломы отличаются сложным строением и длительным периодом развития, а также нередко четко выраженными приразломными прогибами. Часто ареалы тяготеют к разломам, ограничивающим такие прогибы. Таким образом, ртутные ареалы группируются в несколько линейно ориентированных зон, которым по приуроченности их к глубинным разломам можно присвоить названия Эрэндабанской (Ононской), Баянгольской, Баянхонгорской, Керуленской, Желтуринской и Манлайской. Большинство из этих ртутоносных зон ориентировано в северо-восточном или близком к нему направлении и только Баянхонгорская зона имеет северо-западную ориентировку.

Совместно с ртутными ареалами в зонах этих глубинных разломов, согласно данным А. Е. Шабаловского, иногда размещаются эндогенные и гидротермальные коренные рудопроявления, а также шлиховые ареалы золота, вольфрамита и флюорита. В ряде случаев, как, например, в зоне Манлайского и Баянхонгорского разломов, наблюдается пространственное совмещение ареалов рассеяния киновари и золота.

В пределах этих зон ряд киноварных ареалов, таких как Царыггынгольский, Далангиннурский, Хараноянский, обнаруживают тесную связь с основными швами глубинных разломов, другие ареалы (Дучингольские, Ульдзинский, Кыринский, Шабаринский, Тумэнцогтинский и др.) располагаются на некотором расстоянии от этих швов и приурочены к сопряженным с ними нарушениям второго порядка.

В ртутоносных зонах намечается крайне неравномерное размещение минерализации. Наряду с участками значительной концентрации киновари, существуют участки слабой зараженности или вовсе лишённые

таковой. По-видимому, участки значительных скоплений киновари, охватывающие один или несколько сближенных ареалов, соответствуют самостоятельным рудным узлам, которые, как известно, весьма типичны для всех ртутоносных зон (Кузнецов, 1960, 1964).

Многие из выделенных зон с киноварной минерализацией на территории Монголии образуют непосредственное продолжение ртутоносных зон Забайкалья или достаточно уверенно сопоставляются с ними. Так, Эрэндабанская (Ононская) зона является юго-западным окончанием Шилка-Ингодинской зоны эпитермальной минерализации. В этой зоне, согласно данным В. С. Кормилицына, размещаются многочисленные проявления киноварь-антимонит-ферберитовой и кварцево-карбонат-киноварной формаций. Желтуринская зона, включающая Бутулинуринский ареал рассеяния киновари, служит продолжением Селенгинско-Витимской зоны, в которой известны коренные рудопроявления мономинеральной ртутной формации карбонатно-киноварного типа (Игнатович, Кандер, 1967). Ртутоносная Керуленская зона, вероятно, соответствует Усть-Наринской и Урюпинской зонам эпитермальной минерализации Газимуровского района.

Все рассмотренные выше зоны ртутной зараженности на территории Монголии расположены в области мезозойской активизации, накладывающейся на более ранние каледонские и герцинские складчатые сооружения. Это свидетельствует о том, что образование ртутной минерализации в Монголии, так же как и в Забайкалье (Щеглов, 1960), происходило во второй половине мезозоя и было, по-видимому, более поздним относительно возраста ртутного оруденения в Алтае-Саянских палеозоидах, где, согласно представлениям многих исследователей (Унксов, 1960; Кузнецов, 1960; Додин, 1961), процесс формирования ртутных месторождений и рудопроявлений вряд ли выходил за пределы верхнего палеозоя. Правда, в последнее время появляются данные о том, что в некоторых районах Алтае-Саянской области, и в частности в Горном Алтае, рудообразование ртути тоже было приурочено к мезозою (Кузнецов, Оболенский и др., 1969).

Существующие в Монголии зоны ртутной минерализации, являющиеся во многих случаях непосредственным продолжением ртутоносных зон Советского Союза, позволяют положительно оценить перспективы этой страны в отношении ртути. Первоочередному изучению, видимо, следует подвергнуть Баянгольскую и особенно Эрэндабанскую (Ононскую) зоны, в которых в настоящее время уже открыто довольно значительное количество ареалов рассеяния киновари.

В пределах Эрэндабанской (Ононской) зоны наиболее перспективны для поисков месторождений киновари участки, охватывающие Ульдзинский, Кыринский и Дучингольские ареалы. Как уже указывалось, в Ульдзинском и Кыринском ареалах в ряде проб установлены весовые содержания киновари, а в первом из них и коренное рудопроявление ртути.

Исходя из геологической ситуации, в пределах Ульдзинского и Кыринского ареалов особое внимание следует обращать на поиски пластовых рудных тел с вкрапленными или брекчиевидными рудами. На Дучингольском участке вероятно также нахождение рудопроявлений жильного типа.

Из опыта разведочных и поисковых работ в ртутоносных районах известно, что киноварь в шлихах переносится от коренных проявлений на очень небольшое расстояние. Известно также, что киноварь в шлихах в количестве более 10 знаков обычно свидетельствует о близости коренного источника (Поярков, 1955). Поэтому при поисках коренных рудопроявлений ртути в вышеназванных ареалах особое внимание следует обращать на кусты повышенной концентрации киновари в рыхлых отло-

жениях и в первую очередь в делювии. Дальнейшего изучения, безусловно, заслуживает Далайамагольское коренное проявление киноварн, обнаруженное в пределах Ульдзинского ареала.

ЛИТЕРАТУРА

- Додин А. Л.* 1961. Основные черты геологического строения и металлогении восточной части Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Природные условия Красноярского края. М., Изд-во АН СССР.
- Игнатович В. И., Кандер В. М.* 1969. Основные черты металлогении ртути Прибайкалья. Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Материалы к 4-й научной конференции по геологии Прибайкалья и Забайкалья, посвященной 50-летию Советской власти. Чита, Изд-во Забайкальского филиала геогр. об-ва СССР.
- Кузнецов В. А.* 1960. Некоторые вопросы ртутных месторождений Тувы и закономерности их размещения. — Труды регионального совещания по развитию производительных сил Тувы. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Кузнецов В. А.* 1964. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности их размещения. — Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VII. М., «Наука».
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Корнев Л. Е., Зыбин В. А.* 1969. О возрасте ртутного оруденения Горного Алтая. Докл. АН СССР, т. 187, № 6.
- Оценка месторождений при поисках и разведке, вып. 15. Ртуть и сурьма. 1955. Составил В. Э. Поярков. М., Госгеолтехиздат.
- Унксов В. А.* 1960. Основные черты металлогении Тувинской автономной области и ее металлогеническая специализация. — Труды регионального совещания по развитию производительных сил Тувы. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Щеглов А. Д.* 1966. Эндеогенная металлогения Западного Забайкалья. М., «Недра».

ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ РЕЧНЫХ ДОЛИН БАЙДАРИГ И УЛЬДЗИТ-ГОЛ В ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

В пределах Западной Монголии большинство известных в настоящее время россыпей золота находится на территории Баянхонгорского района, в бассейне р. Ульдзит-Гол и верхнего течения р. Байдариг. Открытие россыпей здесь относится к далекому прошлому и принадлежит местным жителям. Некоторые золотоносные россыпи ранее разведывались и периодически эксплуатировались. Но планомерное изучение их и работы по оценке запасов золота в россыпях начали проводиться лишь в 1962—1963 гг. коллективами специалистов под руководством Д. Я. Айдердзиса, Б. Казербага, А. В. Семенова и авторов.

В настоящей статье обобщен имеющийся фактический материал по золотоносным россыпям названного выше района, при этом основное внимание в ней уделяется рассмотрению известных типов россыпей, некоторых особенностей их размещения и формирования, в также оценке общих перспектив района на россыпное золото, что в целом представляет интерес для планирования дальнейших поисковых и разведочных работ.

В формировании современного рельефа района основная роль принадлежит новейшим тектоническим движениям, которые наиболее интенсивными были в начале и середине четвертичного периода. Различные рельефообразующие факторы по-разному проявились в отдельных частях района, что обусловило и разнообразие типов и форм рельефа.

В бассейнах рек Ульдзит-Гол и Байдариг россыпи золота обычно приурочены к участкам мелкогорного и среднегорного, пологосклонного или плосковершинного рельефа, абсолютные высоты которого колеблются от 1200 до 2500 м, а относительные превышения изменяются от 100 до 300 м.

На участках высокогорного рельефа с отметками свыше 2500—2700 м, сложенных обычно гранитами, россыпи практически отсутствуют.

Река Байдариг и ее наиболее крупный левый приток р. Ульдзит-Гол, имея меридиональное и юго-западное направление течения, пересекают все основные геологические структуры района. В бассейнах этих рек сосредоточены основные золотоносные россыпи. Характер речных долин резко изменяется часто на сравнительно коротких расстояниях. На участках межгорных котловин долины рек широкие, с пологими нечетко выраженными склонами. Русла их здесь меандрируют и образуют серию мелких проток. Уклон ложа минимальный и составляет 1—1,5 м на 1 погонный километр, хорошо выражены поймы шириной до 50—100 м. На участках прорыва горных сооружений долины рек резко сужаются, приобретают неустойчиво-асимметричный поперечный профиль. Крутизна бортов достигает 30—40°, склоны покрыты осыпями, сильно изрезаны логами, характерны резкие перепады русел и перекаты, поймы узкие и почти целиком заняты руслом.

Террасы — характерный элемент речных долин. В долине р. Байдариг прослеживается шесть террас высотой от 2—5 до 90—100 м, а в долине р. Ульдзит-Гол — семь. Высота седьмой террасы составляет 180—190 м. Низкие террасы — аккумулятивные, высокие — скульптурно-аккумуля-

тивные. В долинах рек большинство террас имеет островной характер развития.

Особенности геологического строения описываемого района определяются его приуроченностью к границе двух складчатых областей: Монголо-Амурской, завершившей свой доорогенный этап развития в верхнем палеозое, и Северо-Монгольской, большая часть которой относится к ранним каледонидам. Названные складчатые области отчетливо разграничены Баянхонгорской зоной глубинных разломов, в границах которой располагается основная часть территории района и большинство известных здесь золотопроявлений.

По данным Ю. П. Ершова, Н. Т. Рягузова, Д. Я. Айдзержиса и других, главными структурными элементами района являются Южно-Хангайский выступ докембрийского складчатого основания, сложенный протерозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами; и Баянхонгорская зона каледонид, имеющая характер внутреннего геосинклинального прогиба и сложенная образованиями известняково-порфиристо-терригенной и терригенной формаций нижнего — среднего кембрия, кембро-ордовика и ордовика, а также вулканогенно-терригенными образованиями девона, карбона и перми, заполняет многочисленные наложенные мульды.

Интрузивные породы, преимущественно гранитоидного состава, слагают ряд морфологически различных плутонов, формирование которых связывается с проявлением докембрийского, ранне- и позднепалеозойского этапов магматизма. Характерная особенность интрузивного магматизма — широкое проявление дайковых тел различного состава и интенсивное развитие контактово-метаморфизованных пород в экзоконтактах интрузий. С гидротермальной деятельностью связано возникновение многочисленных кварцевых жил и прожилков, зон окварцевания, ожелезнения, пиритизации, которые, как правило, приурочены к зонам крупных тектонических нарушений северо-западного простирания или к участкам пересечения разноориентированных нарушений. В отдельных жилах и зонах гидротермально-измененных пород содержится рудное золото.

Четвертичные отложения района изучены недостаточно, поэтому в настоящее время отсутствует обоснованная схема их расчленения. По генетическим типам среди них выделяются аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, делювиальные, элювиальные и озерные образования. В отношении золотоносности интерес представляют лишь три первые типа этих образований.

Аллювиальные образования развиты в руслах и поймах рек, а также на террасах всех уровней.

Русловой аллювий — основная фация речных отложений. Он представлен галечниками, гравием, песком, реже валунами. Эти отложения часто содержат золото в повышенных концентрациях, но до настоящего времени остаются еще слабо изученными.

Пойменный аллювий слагает низкие террасы рек, заливаемые во время паводков водой. Он сложен мелким галечником, песком, плом и песчано-глинистым материалом, на участках расширения долин его мощность не превышает 0,8—1 м. Золотоносность этих отложений изучена крайне слабо.

Среди аллювиальных отложений, слагающих террасы рек, выделяется два типа осадков, различных по возрасту и составу. Первый из них включает древние аллювиальные отложения, отнесенные к нижнему отделу четвертичного периода, которые в виде отдельных изолированных участков залегают на высоких (90—120 м) террасах долин р. Ульдзит-Гол, а также в виде реликтов древней гидросети прослеживаются на юго-западных склонах хр. Джаргаланту-Нуру, представляющего горстовое поднятие, наиболее отчетливо выраженное по левобережью р. Ульдзит-

Гол. На высоких террасах мощность древнего аллювия составляет 1—3 м. Он представлен гравием, галькой и небольшими валунами хорошей окатанности. На склонах хребта древний аллювий состоит преимущественно из слабоглинистых песчано-гравийных и гравийно-галечниковых образований, часто с хорошо выраженной косо́й слоистостью. Мощность древнего аллювия здесь колеблется от 1 до 8 м. С этими отложениями в районе связаны промышленноинтересные россыпи золота.

Ко второму типу осадков отнесены аллювиальные отложения среднего и верхнечетвертичного отделов, слагающие вторую, третью и четвертую террасы. Они имеют близкий состав и в целом однотипное строение, сохраняющееся в пределах почти всех изученных участков долин. Золотоносность этих отложений обычно связана с прослоями галечников, разнористых песков и с песчано-гравийно-галечниковыми горизонтами. Мощность этих аллювиальных накоплений колеблется от 2 до 20 м.

Аллювиально-пролювиальные отложения слагают сухие русла многочисленных боковых притоков рек Байдариг и Ульдзит-Гол, а также образуют в их устьевых частях висячие конусы выноса. Они часто перекрывают аллювиальные отложения террас и присутствуют в составе русловых и пойменных отложений основных рек. Эти отложения представлены толщей неотсортированных песчано-гравийно-щебнистых образований, иногда с линзовидной и косо́й слоистостью, а также с прослоями плотных, сцементированных карбонатным материалом щебнисто-обломочных пород. К аллювиально-пролювиальным отложениям местами примешиваются делювиальные образования. Мощность отложений достигает 10—30 м, а в конусах выноса — более 120 м.

Все известные в районе россыпи золота по генетическим признакам разделяются на аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и делювиальные, а по условиям залегания — на русловые, террасовые, ложкóвые и водораздельные (россыпи приподнятой гидросети). В различных частях района они развиты неодинаково. В бассейне р. Ульдзит-Гол преобладают россыпи аллювиально-пролювиального и делювиального типов, а также россыпи приподнятой гидросети, развитые преимущественно лишь по левобережью реки и совершенно отсутствующие на правобережье. В бассейне р. Байдариг наибольшим развитием пользуются аллювиальные россыпи, из других типов редко встречаются аллювиально-пролювиальные.

Отмеченные особенности в характере распространения россыпей свидетельствуют о том, что в общем плане тектоно-геоморфологического развития района формирование рельефа, а соответственно и россыпей, в отдельных его частях происходило в условиях различной активности эрозионно-денудационных процессов, а также направленности и интенсивности неотектонических движений.

Выявленные в районе россыпи изучены неравномерно. Предварительную оценку получили в основном аллювиально-пролювиальные и делювиальные россыпи, развитые по левобережью р. Ульдзит-Гол. На остальной площади россыпи изучены недостаточно и перспективы россыпной золотоносности здесь выяснены лишь в самых общих чертах.

Аллювиальные россыпи известны в долинах рек Байдариг и Ульдзит-Гол, где они представлены двумя морфологическими типами: русловыми и террасовыми.

Русловые россыпи до настоящего времени по существу не изучались, поэтому их практическое значение остается не выясненным. Золотоносность аллювиальных отложений, залегающих в руслах рек Байдариг и Ульдзит-Гол, подтверждена во многих местах.

Повышенные концентрации золота установлены в верховьях р. Байдариг, вблизи сомона Дзаг. По данным буровых работ, мощность аллювия здесь колеблется от 6 до 10 м. Золото встречается по всему разрезу,

однако максимальные скопления его приурочены к плотнику и наиболее часто встречаются в прибортовой части долины.

Мощность золотоносного пласта составляет 1,5 м, реже больше. Глубина его залегания — 6—8 м. Золото имеет «струйчатый» характер распределения. Предполагается, что оно образовалось здесь за счет переотложения из аллювиальных отложений более высоких террас реки.

Повышенные концентрации золота отмечаются также в русловых отложениях р. Ульдзит-Гол, вблизи ее устья. Однако изучение золотоносности аллювиальных отложений на глубину в этой долине не производилось.

Террасовые россыпи связаны с аллювиальными отложениями шести террас в долинах рек Байдариг и Ульдзит-Гол. Террасовые россыпи долины р. Ульдзит-Гол в значительной степени оработаны, поэтому в целом они утратили свое практическое значение. Среди террасовых россыпей долины р. Байдариг наиболее широко развиты россыпи второй и третьей террас. С ними в основном и связывается практически интересная золотоносность.

Значительным площадным распространением террасы р. Байдариг пользуются на участке долины, находящемся между устьем р. Дзагийн-Гол и родником Аршан-Булак. Здесь вторая терраса образует уступ над поймой реки высотой 8—10 м. Мощность аллювиальных отложений, залегающих на ее цоколе, составляет 13—15 м. Пласт золотоносного аллювия отмечается на глубине от 4 до 10 м. Золото в нем имеет струйчатое распределение и большей частью приурочено к приплотиковой части или непосредственно к плотнику. Суммарная длина участков с повышенными концентрациями золота составляет около 2 км.

Россыпь третьей террасы, высота которой над поймой р. Байдариг достигает 30—35 м, перекрыта с поверхности делювиально-пролювиальным чехлом мощностью до 10 м. Золотоносный аллювий, как и на второй террасе, представлен галечниками с прослоями разнозернистых песков и имеет мощность до 4 м. Масштабы этой россыпи не определены. Золото в россыпях представлено зернами красновато-желтого цвета величиной до 1,5—0,7 мм в поперечнике, эллипсоидальной и реже пластинчатой формы. Несколько иной характер золота наблюдается в золотоносном аллювии второй и третьей террас, распространенном на участке долины, расположенном к югу от устья ручья Мандалин-Гол. Здесь золото отмечается в виде тонких, округлой формы пластинок размером 0,2—0,3 мм в поперечнике, что свидетельствует о длительности его транспортировки и, следовательно, о значительной удаленности от коренного источника.

Золотоносность аллювиальных отложений более высоких террас долины р. Байдариг изучена слабо. Имеющиеся немногочисленные данные указывают, что в них также местами встречаются повышенные скопления золота. В связи с тем, что площадь развития этих террас в целом небольшая, основные перспективы практически интересной золотоносности связываются здесь с россыпями второй и третьей террас.

Аллювиально-пролювиальные россыпи широко распространены по левобережью р. Ульдзит-Гол, где они приурочены к сухим логам временных водотоков. В этом типе россыпей выделяется две группы. Первая из них включает россыпи пологосклонных неглубоких долин, секущих геологические структуры района и берущих свое начало с водораздельной части хр. Джаргаланту-Нуру. Эти россыпи пространственно связаны со слабо расчлененным плосковершинным рельефом и располагаются в пределах полосы развития хлорит-кварцево-серпичитовых сланцев, вмещающих дайки кварцевых порфиров, плагиопорфиров и диоритов, сопровождающихся большим количеством зон окварцевания, пиритизации, карбонатизации и ожелезнения. Примером золотоносной россыпи

этой группы является россыпь сухой долины р. Мухор-Эриг, находящейся на юго-западных склонах хр. Джаргаланту-Нуру южнее горы Балагин-Хайрхан-Обо. В верховьях долина имеет широкие, пологие склоны и узкое (до 50—100 м) дно. Угол наклона продольного профиля долины изменяется от 2 до 40°, а глубина вреза над плоским водоразделом — от 50 до 150 м. В направлении устья она постепенно расширяется, и на участках пересечения межгорных впадин ширина долины достигает 1—2 км.

Ниже приведено описание разреза россыпи (сверху вниз):

	Мощность, м
Темно-бурые суглинки и супеси с обломками сланцев, габбро, песчаников и конгломератов	0,5
Песчано-гравийно-галечниковый и щебнистый, слабо глинистый материал с редкой окатанной галькой средних размеров, характерна косяя слоистость, иногда заметна сортировка материала по крупности обломков	0,5—6

Мощность аллювиально-пролювиальных отложений россыпи достигает 7 м, ниже залегают сланцы, песчаники и конгломераты палеозоя.

Литологически выраженного золотоносного пласта в россыпи не наблюдается. Золото встречается как на плотике, так и в различных частях разреза этих отложений. Зерна его имеют колючковидную форму, неровную поверхность, среднюю окатанность, характерны сростки с кварцем, цвет соломенно-желтый.

Ко второй группе россыпей рассматриваемого типа отнесены россыпи, залегающие в относительно крутосклонных долинах левых притоков р. Ульдзит-Гол. Эти долины, как правило, узкие, глубокооврезанные в коренные породы, отличаются прямолинейностью. Они ориентированы согласно простиранию основных складчатых структур района и располагаются вдоль зон разрывных нарушений, имея относительно крутой и ступенчатый продольный профиль.

Примером россыпей второй группы может служить россыпь, приуроченная к верховьям долины р. Далта. Мощность аллювиально-пролювиальных отложений, заполняющих эту долину, составляет 5—6 м. Золотоносный пласт представлен суглинками, гравием и щебнем мощностью до 0,2 м. Повышенные концентрации золота обычно приурочены к плотику.

Наиболее перспективными среди аллювиально-пролювиальных россыпей являются россыпи первой группы, приуроченные к долинам, расчленяющим юго-западный склон хр. Джаргаланту-Нуру. Россыпи левых притоков р. Ульдзит-Гол ранее частично обрабатывались, перспективы их в целом ограничены.

В долине р. Байдариг золотоносные россыпи описываемого типа изучены слабо. В настоящее время здесь известна всего лишь одна аллювиально-пролювиальная россыпь, приуроченная к узкой сухой долине. Повышенные концентрации золота отмечаются в русле приустьевой части лога, выполненном песчано-щебнисто-обломочным материалом с прослоями гравия и мелкого галечника. Золотоносный пласт представляет собой линзу мощностью до 0,6 м, сложенную песчано-галечниковым материалом. Он залегает на глубине 4—5 м, имеет предположительную длину около 300 м. Вполне возможно, что аналогичные россыпи при постановке более детальных поисковых работ будут встречены в ряде других правобережных логов долины р. Байдариг. Однако они, очевидно, не будут иметь самостоятельного практического значения, поэтому дальнейшее их изучение целесообразно только в комплексе с разведкой террасовых россыпей.

Делювиальные россыпи распространены в основном по левобережью р. Ульдзит-Гол, где они приурочены к конусам выноса корот-

ких крутосклонных логов, расчленяющих поверхность северо-восточных склонов хр. Джаргаланту-Нуру. Примером россыпи этого типа может служить россыпь, связанная с конусом выноса, наблюдавшемся в устье долины ручья Ара-Чулут. Эта долина имеет глубоко врезанный V-образный поперечный и крутой ступенчатый продольный профили. Длина долины — 2—2,5 км, ширина — от 20 до 100 м.

Разрез россыпи таков (сверху вниз):

	Мощность, м
Буровато-серые несортированные, слабо глинистые песчано-гравийно-щебнистые отложения	40—70
Пачка переслаивающихся буровато-серых суглинков и супесей с несортированным, слабо глинистым песчано-гравийным материалом	20—50
Глина бурая, плотная, с примесью мелкой дресвы сланцев и прослоями бурых суглинков	30—40
Элювий серицит-хлорит-кварцевых сланцев.	

В составе песчанистой фракции этих отложений отмечаются золото, галенит, киноварь, шеелит, церуссит, ильменит, рутил, пирит, барит, флюорит, магнетит и мартит. Золото устанавливается по всему разрезу первого и второго слоев. Оно отсутствует в глинах и на плотике. Наиболее высокие концентрации его отмечаются в песчано-гравийно-щебнистых отложениях первого слоя. Золото слабо окатано, комочковидное или в зернах угловатой формы размером 1×3 мм, цвет соломенно-желтый, характерны сростки с тонкозернистым кварцем и магнетитом.

Отдельные россыпи делювиального типа промышленно интересны, однако большая их часть не имеет самостоятельного практического значения и отличается низкими содержаниями золота.

Аллювиальные россыпи приподнятой гидросети относятся к сложным россыпям, связанным с древними аллювиальными отложениями, являющимися реликтами нижнечетвертичной гидрографической сети. Они встречаются главным образом по левобережью р. Ульдзит-Гол в пределах высоких террас реки, а также на плоских водоразделах между долинами сухих логов на юго-западных склонах хр. Джаргаланту-Нуру.

Россыпи высоких террас имеют незначительные размеры и содержат небольшое количество золота. Наибольший интерес представляют россыпи этого типа, развитые на юго-западных склонах хребта, где в связи с ними на ряде участков установлена практически интересная золотосодержательность. Примером сравнительно богатой россыпи является россыпь на участке Сайрон-Худук, расположенном на водоразделе долин Мухор-Эриг и Цаган-Жалата на абсолютной высоте 2420—2450 м. Ниже приводится разрез россыпи (сверху вниз):

	Мощность, м:
Пыльцеватая известковистая супесь с галькой и гравием сильно выветрелых песчаников и алевролитов	1,5
Косослоистые, слабо глинистые песчано-гравийно-галечниковые образования	0,5—7
Элювий и коренные выходы рассланцованных песчаников и алевролитов.	

В россыпи установлено два золотосодержащих пласта. Первый пласт залегает непосредственно под почвенным слоем и приурочен к слою буровато-серых супесей. Мощность пласта колеблется от 0,5 до 1,5 м. Второй пласт отмечается на плотике или в верхней разрушенной его части. Мощность этого пласта не превышает 1,5 м. Глубина залегания золотосодержащих пластов изменяется от 0,2 до 6 м. Максимальные содержания золота наблюдаются в центральной части россыпи, к краевым частям отмечается постепенное уменьшение содержаний. Золото в виде зерен колючковидной формы средней окатанности. Встречаются также почти неокатанные зерна его в сростании с кварцем и магнетитом.

Коренные источники описанных россыпей изучены недостаточно. Анализ имеющихся данных показывает, что для большинства россыпей, сосредоточенных в верховьях долин рек Байдариг и Ульдзит-Гол, вероятной областью питания россыпей является толща метаморфизованных сланцев и песчаников кембро-ордовика и ордовика. Эти породы слагают значительную часть территории, насыщены многочисленными кварцевыми жилами и прожилками и сопровождаются большим количеством гидротермально-измененных зон. К полосе развития этих сланцев и песчаников приурочено основное количество россыпей с относительно богатым содержанием золота. Необходимо отметить, что в жилах и зонах содержится коренное золото, однако оно проявляется спорадически и почти не образует высоких концентраций. В связи с этим не исключается предположение, что на современном эрозионном срезе наблюдаются лишь корни жил, в то время как обогащенные золотом части их эродированы.

Относительно источников питания россыпей средних и южных частей долины р. Ульдзит-Гол и особенно долины р. Байдариг можно высказать пока лишь самые общие соображения. Наблюдения показывают, что в удалении от верховьев рек золото в рыхлых отложениях становится все более окатанным и мелкопластинчатым. Очевидно, изменения в облике золота связаны с его длительным переносом от верховьев рек. Вместе с тем, наряду с мелким окатанным золотом встречаются и более крупные, а также слабо окатанные зерна, свидетельствующие о том, что здесь имеются также и другие коренные источники золота, не обнаруженные в настоящее время. Предположительно ими могут быть многочисленные линзовидные кварцевые жилы и гнездообразные скопления карбонатно-кварцевого состава, широко развитые в полосе развития протерозойских гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов вблизи контакта с интрузиями гранитов средне- и верхнепалеозойского возраста.

Изложенные выше материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. В бассейне р. Ульдзит-Гол и верхнего течения р. Байдариг все известные россыпи золота связаны с рыхлыми четвертичными отложениями. Размещение россыпей определяется, с одной стороны, положением и особенностями предполагаемых рудоконтролирующих структур, с другой, — характером развития рельефа. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что формирование россыпей происходило под непосредственным воздействием неотектонических движений в обстановке высокой активности эрозионно-денудационных процессов.

2. В образовании россыпей можно наметить три этапа.

Первый — донегеновый — совпадает с периодом пенеппенизации района и преобладающего влияния физического выветривания, обусловившего интенсивное разрушение золотоносных кварцевых жил и гидротермально-измененных образований в пределах отдельных зон и накопление освоенного золота в элювии пород. На это указывает тесная пространственная связь многих россыпей с реликтами древней поверхности выравнивания и почти полное отсутствие золота в докайнозойских отложениях.

Во второй этап, приходящийся на нижнечетвертичное время, происходил размыв этой поверхности, сопровождавшийся врезанием долин и размывом главным образом элювиально-делювиальных отложений и зон выветривания коренных пород вдоль тектонических нарушений и в местах повышенной трещиноватости. С этим периодом связано формирование долин рек Ульдзит-Гол и Байдариг и золотоносных древних аллювиальных отложений.

Заключительный — третий — этап характеризуется интенсивным расчленением пенеппенизированной поверхности, перестройкой рельефа

и гидросети и формированием комплекса речных террас. Неоднократное врезание водотоков сопровождалось размывом золотоносных аллювиальных отложений вышележащих террас и концентрацией золота в продуктах перемыва. В этот период происходит формирование золотоносных россыпей более низких террас и россыпей аллювиально-пролювиального и делювиального типов.

3. Оценивая общие перспективы практически интересной золотоносности в изучаемом районе, следует указать, что в бассейне р. Ульдзит-Гол наибольший интерес, по данным Д. Я. Айдзердзиса, представляет группа близко расположенных россыпей Сайрон-Худук, Мухор-Эриг, Убур-Чулун, а также россыпь долины Ара-Чулут, образующие единую золотоносную площадь по левобережью р. Ульдзит-Гол, весьма перспективную для поисков промышленно-ценных россыпей. Не исключается возможность выявления богатых золотоносных участков в древних аллювиальных отложениях на водоразделе Мухор-Эриг и Убур-Чулан, в долинах Мухор-Эриг, Убур-Чулут и Бухайн.

В бассейне верхнего течения р. Байдариг благоприятными и наиболее перспективными для выявления промышленных россыпей являются отрезки долины между сомоном Дзаг и родником Аршан-Булак и между устьями ручьев Нарин-Цагай и Хух-Булагин-Хундэй. Богатые россыпи золота здесь можно ожидать в аллювиальных отложениях второй и третьей террас, а также в отложениях русла и поймы.

О РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕМ ЗНАЧЕНИИ ПОПЕРЕЧНЫХ И ДИАГОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ В ВОСТОЧНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

В размещении месторождений и рудопроявлений золота, вольфрама, редких элементов, флюорита на территории Центральной и Восточной Монголии обращает внимание важное рудоконтролирующее значение поперечных разломов. В настоящей статье кратко рассмотрены некоторые аспекты этого вопроса.

В основе современных металлогенических построений для обширной территории Восточной Монголии лежат идеи А. Е. Ферсмана и С. С. Смирнова о металлогенических поясах Забайкалья, распространенные на территорию Монголии и получившие дальнейшее развитие в работах А. Д. Каленова (1947а, б, 1966), Н. А. Маринова (1963, 1967), Р. А. Хасина (1966), Р. А. Хасина и Ю. А. Борзаковского (1966), Б. А. Яковлева (1969). Ведущим направлением в этих исследованиях является утверждение поясного расположения различных минеральных ассоциаций и отдельных полезных элементов в соответствии с главным, северо-восточным, направлением тектонических структур. Благодаря исследованиям указанных авторов это положение в настоящее время общепринято.

Выделенные на территории Центральной и Восточной Монголии разновозрастные складчатые системы или их части характеризуются своим профилем металлогенической специализации. Одновременно с этим для большинства металлических полезных ископаемых установлены факты магматического контроля и в общих чертах намечена металлогеническая специализация ряда интрузивных комплексов (Каленов, 1966; Бобров, 1965; Хасин, 1966). Установлено также, что проявления рудной минерализации вольфрама, золота и ряда других металлов в одной и той же или близких рудных формациях распространяются за пределы отдельных структурных зон и даже переходят из одной складчатой системы в другую, ограничиваясь областью мезозойской активизации Восточной и Центральной Монголии.

При анализе размещения рудоносных площадей на территории Центральной и Восточной Монголии обнаруживается их приуроченность к узлам пересечения разломов и тектонических зон, согласных с общим направлением складчатых структур, с поперечными зонами явных и скрытых разломов. Масштабы и характер поперечных разломов, выявленных на территории Монголии лишь в последние несколько лет, многообразны. Значение некоторых из них не выходит за рамки локального контроля расположения интрузивных массивов или вулканогенных образований в пределах одной складчатой системы, другие же играют важную роль в геологической истории всего региона на протяжении нескольких геологических эпох. Некоторые поперечные тектонические зоны образуют границы крупных блоков земной коры, характеризующиеся разновременной стабилизацией. Таковы, например, Даурский, Хэнтэйский и Хангайский блоки Монголо-Амурской складчатой системы. Поперечные структуры этого типа для территории Центральной и Северо-Восточной Монголии впервые описаны В. А. Амантовым, Э. В. Михайловым

и В. В. Старченко (1967). Главнейшие из них представляют зоны сближенных древних (докембрийских?) разломов — порогов (Бархинского, Восточно-Хангайского и Агинского), — соответствующих по значению «поперечным структурным швам», в трактовке И. Н. Томсона (1965), М. А. Фаворской, И. Н. Томсона и др. (1969).

Самая протяженная сквозная зона разломов прослеживается в запад-северо-западном направлении через всю страну, от верхнего течения р. Джида на территории Советского Союза, через Бутулиннуиринский хребет, центральную часть Хэнтэйского горного поднятия, верхнее течение р. Керулен и дальше к юго-западному флангу Тамцагской впадины. В пределах Монголо-Амурской складчатой системы и ее обрамления эта зона именуется Бархинским порогом (Амантов и др., 1967). Последний выражен линейным расположением интрузий гранитоидов нижнего палеозоя, девона, отчасти верхнего палеозоя и главным образом рудоносных юрских интрузий. В масштабах всего региона Бархинский порог является юго-западной границей распространения поздне триасовых (?) — раннеюрских пригеосинклинальных прогибов юга Центрального Забайкалья, а также юрского эффузивного магматизма, образующего вулканогенные пояса в обрамлении Монголо-Амурской складчатой системы. Иными словами, он фиксирует зону затухания юрской активизации Монголии или мезозойской складчатости вообще, в понимании В. А. Амантова и Л. И. Красного (1966). С северо-востока и юго-запада зона Бархинского порога ограничена довольно четко выраженными разломами, при этом на северо-запад и юго-восток трассируется только северо-восточная ветвь разломов.

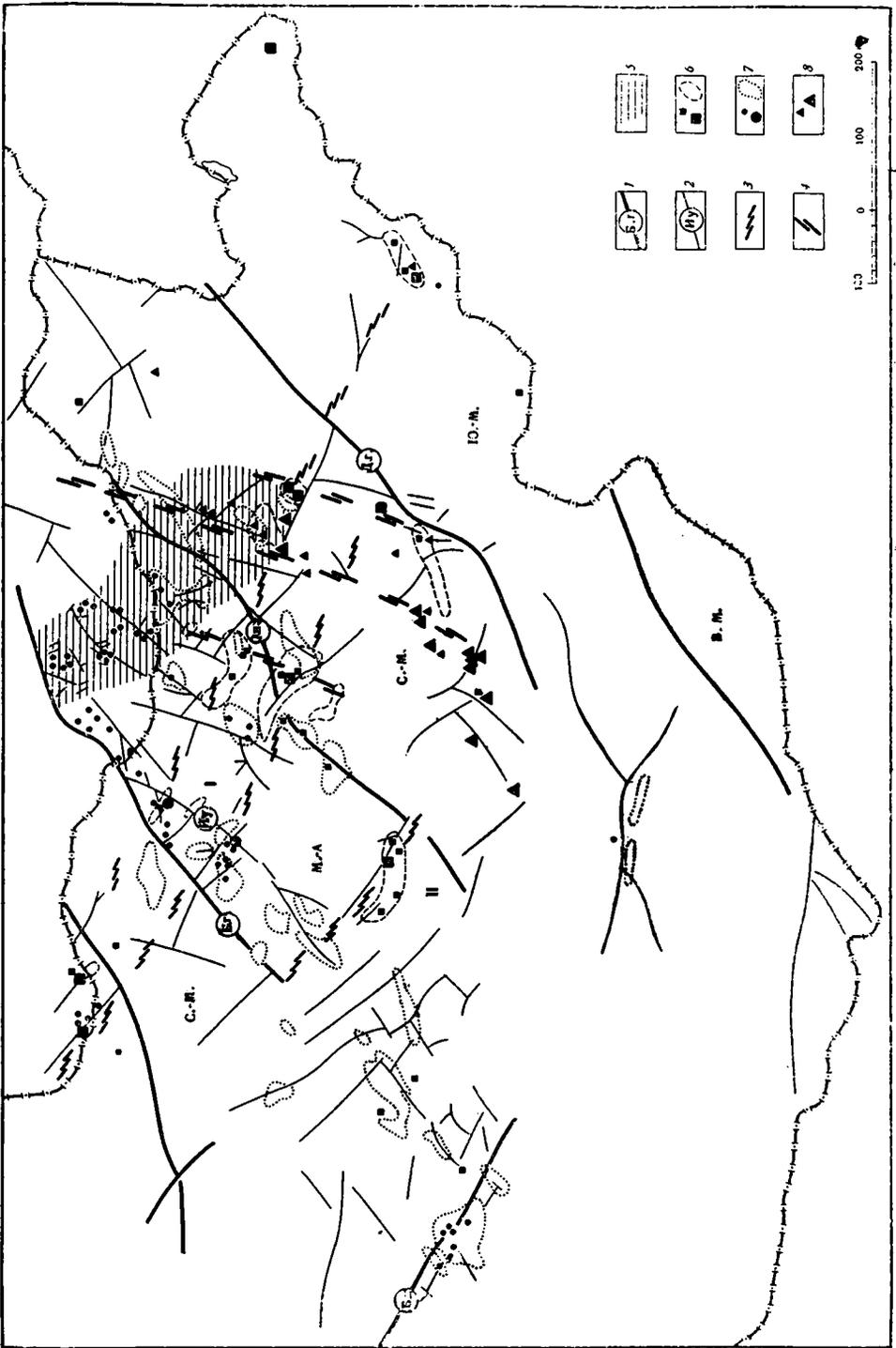
Восточно-Хангайский порог прослеживается главным образом в пределах Монголо-Амурской системы и ее обрамления и характеризуется северо-западным направлением складчатых структур, широким развитием плутоно-метаморфических образований нижнего палеозоя, стволowym расположением интрузий и т. д. В структурах ранних каледонид Северо-Монгольской складчатой системы порог является юго-западной границей широкого развития триасовых вулканитов.

Агинский порог главной своей частью расположен на территории Восточного Забайкалья и фиксирует там юго-западную границу распространения поздне триасовых и раннеюрских геосинклинальных бассейнов (Амантов, Красный, 1966).

Помимо рассмотренной группы поперечных разломов северо-западного направления, в северных районах Восточной Монголии выявляется весьма распространенная система диагональных разломов северо-северо-восточного простирания. Среди них прежде всего выделяется протяженная зона явных и скрытых разломов, составляющих продолжение Онон-Туринской зоны разломов Забайкалья, к которой там приурочены Илинская и Кумахта-Оленгуйская золотоносные площади, Хапчерангинское рудное поле. Эта зона разломов отчетливо трассируется в междуречье Онона и Керулена (Норбулинский и сопряженные с ним разломы) и фрагментарно улавливается в более южных районах страны (северо-восточная часть Средней Гоби). К западу от этой зоны, в хребтах Хэнтэй, Бага-Хэнтэй и Бурэн-Нуру также выделяется ряд субпараллельных ей зон сближенных кулисообразно расположенных разломов.

В противоположность древним северо-западным поперечным структурам, зоны северо-северо-восточных разломов более молодые, заложившиеся либо в раннем мезозое, либо в верхнем палеозое, что хорошо согласуется с данными по Забайкалью (Зорин, 1967).

Рудоконтролирующее значение поперечных структур обоих направлений отчетливо вырисовывается при анализе закономерностей распределения золотоносных площадей Восточной Монголии, составляющих юго-западное продолжение Забайкальской золотоносной провинции.



В ее пределах на территории Монголии все проявления золотой минерализации принадлежат одной, кварцево-золотой малосульфидной рудной формации, имеющей пермский возраст в западной части (Баян-Хонгорский район) и юрский на северо-востоке, в Хэнтэе. В обоих районах золотая минерализация парагенетически связана с средне-верхнеюрскими проявлениями интрузивного магматизма, давшего малые интрузии диоритов, кварцевых диоритов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

Золотоносные площади располагаются в местах пересечения или сопряжения тектонических структур основного направления позднегерцинских складчатых сооружений и скрытых поперечных разломов.

В пределах Северо-Хэнтэйской золотоносной зоны, вытянутой в северо-восточном направлении и ограниченной Иуругольским и Баянгольским разломами, коренные и россыпные месторождения группируются соответственно в узлах пересечения последних с ограничивающими разломами Бархинского порога. В обоих случаях рудные узлы контролируются зонами высокой проницаемости субширотного и восток-северо-восточного направления. Тэрэджинская и Верхне-Ононская золотоносные площади расположены в аналогичных узлах Южно-Хэнтэйской зоны, представляющей собой несколько сближенных разломов северо-северо-восточного простирания.

Особое положение занимает золотоносная площадь в бассейне р. Онон. На юге Центрального Забайкалья, среди огромных полей развития интрузий кыринского и других комплексов, имеется ряд сближенных останцов палеозойской кровли. Среди последних размещаются золоторудные узлы Широкинский, Сергино, Чикокон, Ушканка, Сундуйка, Киркун, Балджикан. Эти останцы в кровле гранитов, по-видимому, приурочены к широкой тектонически ослабленной зоне общего северо-северо-западного направления (Широкино-Балджиканская зона), подчеркнутой также многочисленными частными разломами в пределах отдельных рудных узлов. По-видимому, такая зона¹ может иметь много общих черт с Балей-Дарасунской зоной скрытого разлома в Восточном Забайкалье (Фогельман, 1968). Как видно из рисунка, Широкино-Балджиканская зона как бы замыкает с северо-востока Западно-Хэнтэйско-Чикойскую и Восточно-Хэнтэйскую золотоносные зоны, а южное продолжение ее находится на территории Монголии, где в бассейнах рек Ульдза и Онон она сопряжена с Ононским глубинным разломом, образуя сложную блоковую структуру. Здесь сочетается ряд благоприятных геологических предпосылок для локализации золотого оруденения эпitherмального типа (Константинов, Томсон, 1966; Фогельман, 1968). В частности, перспективными могут оказаться зоны тектонических нарушений, главным образом северо-западного направления, ограничивающие мезозойские депрессии, выполненные эффузивами цаганцабской свиты нижнего мела.

На юго-западном замыкании Восточно-Монгольской золотоносной области, в Баян-Хонгорском рудном районе, общий структурный план

¹ Возможно, что Широкино-Балджиканская зона служила юго-западной границей распространения раннетриасовых отложений районов Агинского поля и р. Халчранги.

← Схема расположения основных рудоконтролирующих разломов Восточной и Центральной Монголии

Складчатые системы: С.-М. — Северо-Монгольская, М.-А. — Монголо-Амурская, Ю.-М. — Южно-Монгольская, В.-М. — Внутренне-Монгольская. 1 — глубинные разломы: Бх. — Баянхонгорский, Бг. — Баянгольский, Он. — Ононский, Дг. — Дэлгирский; 2 — прочие разломы: Иу. — Иуругольский. Поперечные зоны сближенных северо-западных разломов (пороги). Римские цифры на схеме: I — Бархинский, II — Восточно-Хангайский. Главные рудоконтролирующие скрытые разломы: 3 — граничные разломы порогов, 4 — Онон-Туринский и параллельные ему разломы, 5 — Широкино-Балджиканская золотоносная зона, 6 — месторождения и рудопроявления вольфрама и шлиховые ареалы вольфрамита, 7 — месторождения (коренные и россыпные), рудопроявления и шлиховые ареалы золота, 8 — месторождения и рудопроявления флюорита

развернут на 90° по отношению к Хэнтэйским золотоносным зонам — вытянутость рудной зоны подчинена северо-западному направлению позднепротерозойской — раннепалеозойской Баян-Хонгорской шовной структуры, а положение золотоносных площадей контролируется участками повышенной проницаемости в узлах пересечения названной шовной структуры с секущими нарушениями северо-восточного направления. Последние представляют, по-видимому, элементы скрытых догерцинских разломов, подновленных более поздними тектоническими движениями. Наиболее четко выраженный разлом трассируется в северо-восточном направлении от среднего течения р. Туин-Гол в Баян-Хонгорской шовной структуре до смыкания с Иуругольским разломом в районе горного массива Дзун-Модо. Почти на всем протяжении разлом сопровождается устойчивыми шлиховыми ареалами рассеяния золота.

Все вольфрамовые месторождения и рудопроявления на территории Центральной и Восточной Монголии генетически связаны с мезозойскими, главным образом юрскими или триасовыми (в Восточном Хангае), комплексами гипабиссальных интрузий кислого ряда: лейкократовыми и биотитовыми гранитами, иногда аляскитами, редко кварцевыми порфирами. Большинство узлов вольфрамового оруденения, а также зон минерализации вольфрама и сопутствующих ему металлов отчетливо тяготеет в Восточной Монголии к Бархинскому северо-западному порогу, располагаясь на пересечении граничных разломов последнего с разломами северо-северо-восточного направления.

Таково положение Модотинского, а также Тумэн-Цогтинского и Барун-Цогтинского рудных полей. На крайнем (в пределах Монголии) юго-восточном фланге Бархинской зоны разломов, в структурах раннегерцинского складчатого комплекса располагается молибден-вольфрамовое месторождение Югодзырь. На северо-западном продолжении граничного разлома Бархинского порога в Джидинском районе Западного Забайкалья расположено Джидинское вольфрамовое месторождение. Весьма показательное образование в этом рудном узле россыпей и коренных рудопроявлений золота. Заметим, что вблизи Югодзырьского рудного узла также известна единственная на территории Юго-Восточной Монголии золотоносная россыпь.

В пределах Северо-Хэнтэйского рудного района, где господствует золотая минерализация, известны устойчивые ареалы рассеяния вольфрамита, вытянутые в северо-западном направлении. И наоборот, в районах вольфрамовых месторождений проявлены слабые признаки золотой минерализации.

В Центральной Монголии площади с известным вольфрамовым оруденением отчетливо приурочены к граничным зонам системы северо-западных разломов Восточно-Хангайского порога. Вдоль северо-восточной граничной зоны (Ихэ-Хайрханский скрытый разлом) располагается цепочка месторождений и проявлений, составляющих здесь главный Ихэ-Хайрханский вольфрамоносный рудный узел. В юго-западной граничной зоне порога, на восточных отрогах Хангая, также известны проявления вольфрамовой минерализации в зоне скрытого северо-западного разлома, подчеркнутого стволочным расположением рудоносных мезозойских интрузий (Амантов, Михайлов, 1966).

Площади развития флюоритовой минерализации Восточной Монголии отчетливо тяготеют к зоне скрытого Онон-Туринско-Норбулинского разлома. К собственно Норбулинскому разлому в пределах зоны приурочено Бэрхэинское рудное поле и непромышленные проявления флюорита в верховьях р. Ульдза, а на южном продолжении зоны расположены Дзунцагандэльская, Сайншандинская и другие флюоритоносные площади. В пределах указанной зоны флюоритовая минерализация тяготеет к ее южному флангу, пересекающему раннекаледонские структуры, а оловяно-

ная и золотая минерализация проявлены на северном фланге в пределах молодых складчатых сооружений.

Итак, даже схематичное рассмотрение особенностей пространственного расположения месторождений и проявлений золота, вольфрама и флюорита в Восточной и Центральной Монголии выявляет весьма важную рудоконтролирующую роль структур поперечного и диагонального типа. Это обстоятельство помогает полнее использовать данные магматического контроля оруденения и прямых признаков рудной минерализации при прогнозной оценке описываемой территории на различные полезные ископаемые.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А., Красный Л. И.* 1966. Тектоника Монголо-Охотской складчатой области. — В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра».
- Амантов В. А., Михайлов Э. В.* 1966. О возрасте гранитоидных интрузий Восточного Хангая в Центральной Монголии в связи с перспективами поисков редкометалльных месторождений. Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. — Сборник материалов научно-технического семинара, состоявшегося с 19 по 27 августа 1965 г. в г. Улан-Баторе. М., Изд-во СЭВ.
- Амантов В. А., Михайлов Э. В., Старченко В. В.* 1967. Системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления. — Геол. и геофиз., № 6.
- Бобров В. А.* 1965. Особенности металлогенического развития Восточной Монголии. — В сб.: Вопросы металлогении. Международный геологический конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 16. М., «Недра».
- Зорин Ю. А.* 1967. О тектонике Восточного и Центрального Забайкалья в позднем мезозое. — Геотектоника, № 1.
- Каленов А. Д.* 1947а. К вопросу о западной границе Тихоокеанского пояса. — Сов. геол., № 24.
- Каленов А. Д.* 1947б. О продолжении рудных поясов Восточного Забайкалья на территории Монгольской Народной Республики. — Докл. АН СССР, новая серия, т. 58, № 2.
- Каленов А. Д.* 1966. Геологические закономерности размещения и основные типы оловянной, вольфрамовой и молибденовой минерализации в Центральной и Восточной Монголии. Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. — Сборник материалов научно-технического семинара, состоявшегося с 19 по 27 августа 1965 г. в г. Улан-Баторе. М., Изд-во СЭВ.
- Константинов В. М., Томсон И. Н.* 1966. О месте низкотемпературного золотого оруденения в общей истории мезозойского рудообразования в Восточном Забайкалье в связи с задачами поисков. — В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., «Наука».
- Маринов Н. А.* 1963. Закономерности размещения магматогенных месторождений полезных ископаемых на территории Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат.
- Томсон И. Н.* 1965. Глубинные разломы и оруденение в складчатых областях. — В сб.: Вопросы металлогении. Международный геологический конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов, Проблема 16. М., «Недра».
- Фогельман Н. А.* 1968. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений. — Труды ЦНИГРИ, вып. 84.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н. и др.* 1969. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., «Недра».
- Хасин Р. А.* 1966. Некоторые общие вопросы металлогенической позиции и мезозойского интрузивного магматизма Центральной и Восточной Монголии. Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. — Сборник материалов научно-технического семинара, состоявшегося с 19 по 27 августа 1965 г. в г. Улан-Баторе. М., Изд-во СЭВ.
- Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А.* 1966. Структурные и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии. — Сов. геол., № 12.
- Яковлев Б. А.* 1969. Некоторые особенности эндогенной металлогении Монголии. — Сов. геол., № 10.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
<i>Р. А. Хасин.</i>	
Основные черты эволюции магматизма Монголии	7
<i>Ю. А. Борзаковский.</i>	
Интрузивные комплексы Юго-Восточной Монголии	41
<i>Э. В. Михайлов.</i>	
Интрузивные комплексы Северо-Восточной Монголии	60
<i>Ю. А. Борзаковский, В. Н. Выдрин, Н. А. Маринов, Р. А. Хасин, Б. А. Яковлев.</i>	
Очерк металлогении Монгольской Народной Республики	78
<i>В. А. Благодрагов, <u>А. Д. Каленов</u>, А. Е. Шабаловский.</i>	
Проявления кинварной минерализации в Монголии и перспективы обнаружения коренных месторождений ртути	126
<i>С. И. Мормилъ, А. Тэгшил.</i>	
Перспективы золотоносности речных долин Байдариг и Ульдзит-Гол в Западной Монголии	134
<i>Э. В. Михайлов, А. Е. Шабаловский.</i>	
О рудоконтролирующем значении поперечных и диагональных разломов в Восточной и Центральной Монголии	142

Омнөх үг	5
<i>Р. А. Хасин.</i> Монголын магматизмын хувослын түүхийн үндсэн шинжүүд	7
<i>Ю. А. Борзаковский.</i> Монгол орны Зүүн-Омнот хэстийн интрузив комплексууд	41
<i>Э. В. Михайлов.</i> Монгол Зүн-Хойт хэйстийн интрузив комплексууд	60
<i>Ю. А. Борзаковский, В. Н. Выдрин, Н. А. Маринов, Р. А. Хасин, Б. А. Яковлев.</i> Бүгд Найрамдах Монгол Ард Улсын металлогенийн тухай	78
<i>В. А. Благодравов, [А. Д. Каленов], А. Е. Шабаловский.</i> Монгол-дахь киноварийн эрдэсжилтийн илрэлүүд ба мөнгөн усны үндсэн ордүүдынээх ирээдүйн төлөв	126
<i>С. И. Мормиль, А. Тэгшил.</i> Орнот Монголын Байдраг и Ользийт голүүдын хөндийн алтжилтын ирээдүйн төлөв.	134
<i>Э. В. Михайлов, А. Е. Шабаловский.</i> Худар дүсэлтэнд Дорнот ба Төв Монгол дахь хөндлөн ба диагональ хаторлүүдын үзүүлсэн захорах нөлөөний тухай	142

CONTENTS

Foreword	5
<i>R. A. Khasin.</i> The main features of the magmatism evolution in Mongolia	7
<i>Yu. A. Borzakovsky.</i> Intrusive complexes of South-Eastern Mongolia	41
<i>E. V. Mikhailov.</i> Intrusive complexes of North-Eastern Mongolia	60
<i>Yu. A. Borzakovsky, V. N. Vydrin, N. A. Marinov, R. A. Khasin, B. A. Yakovlev.</i> Description of metallogeny of the Mongolian People's Republic	78
<i>V. A. Blagonravov, A. D. Kalenov, A. E. Shabalovsky.</i> Manifestations of cinnabar mineralization in the Mongolia and perspectives of detection of original mercury deposits	126
<i>S. I. Mormil, A. Tegshil.</i> Prospects for gold-content in the river valleys Baidarig and Uldsit-Gol in Western Mongolia	134
<i>E. V. Mikhailov, A. E. Shabalovsky.</i> On ore controlling importance of transverse and diagonal faults in Eastern and Central Mongolia	142

Основные черты эволюции магматизма Монголии. Хасин Р. А. Сб. «Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики». М., изд-во «Наука», 1971.

На основании обобщения обширных материалов, накопленных большим коллективом специалистов, и в результате многолетних личных исследований автором впервые приводится характеристика особенностей магматизма Монгольской части Центрально-Азиатского складчатого пояса и зависимости основных его черт от геотектонического развития геосинклинальных систем, располагающихся в пределах Монголии.

В работе дается описание докембрийского, ранне-, средне- и позднепалеозойского, мезозойского и кайнозойского магматизма, приводятся сведения о формационной принадлежности и закономерностях размещения разновозрастных магматических образований. Кроме того, сделана попытка сопоставления главнейших интрузивных комплексов, развитых на территории Монголии, с интрузивными комплексами сопредельных областей Советского Союза и Китая. В заключительной части статьи охарактеризованы особенности проявления магматизма на главнейших этапах отдельных геосинклинальных систем различного режима развития и времени стабилизации, а также магматизма этапов орогенной активизации.

Автор приходит к выводу, что эволюция магматизма на территории Монголии определяется следующими фактами: омоложением возраста складчатых сооружений от Сибирской платформы на юг к Северо-Китайской платформе; существованием складчатых систем различного типа развития — эвгеосинклинальных, терригенных (условно миегеосинклинальных) и геосинклинальных; многократным наложением этапов повышенной тектонической и магматической активности — этапов орогенной активизации, а иногда и геосинклинальной регенерации; сложными процессами эволюции магматических расплавов в ходе исторического развития геосинклинальных систем, заложившихся на коре различного типа. Табл. 1, библи. 69 назв.

УДК 551.22 (517.3) —(12)

Интрузивные комплексы Юго-Восточной Монголии. Борзаковский Ю. А. Сб. «Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики». М., изд-во «Наука», 1971.

Обобщение имеющихся материалов по интрузивному магматизму Юго-Восточной Монголии и полевые исследования позволили автору разработать схему расчленения интрузивных образований, развитых на этой территории. В ее пределах выделяются разнообразные формационно протерозойские, раннекембрийские, кембро-ордовикские, позднеордовикские, девонские, нижне- и верхнекарбоновые, нижне- и верхнепермские, триасовые, средне- и верхнеюрские интрузии. Ряд комплексов выделяется впервые для этой территории. В статье рассмотрены основные особенности интрузивных комплексов, обоснование их возрастного положения, корреляция и закономерности их размещения в разновозрастных структурах этой территории.

Илл. 1, библи. 15 назв.

УДК 551.22 (517.3) —(18)

Интрузивные комплексы Северо-Восточной Монголии. Михайлов Э. В. Сб. «Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики». М., изд-во «Наука», 1971.

Предлагается новая схема интрузивного магматизма Северо-Восточной Монголии. На основании особенностей состава, структурной позиции, петрохимии и новых данных о возрасте интрузий выделяется 16 интрузивных комплексов, объединяющихся в три главные серии интрузий (нижнепалеозойская, верхнепалеозойская, верхнепермско-мезозойская) и одну слабо распространенную (девонская). Интрузии нижнего палеозоя связаны с конечными этапами позднепротерозойского — раннепалеозойского геосинклинального цикла развития Северо-Монгольской системы ранних каледонид, верхнепермские и мезозойские — с завершением геосинклинального развития поздних палеозойских — ранних мезозойских Монголо-Амурской складчатой системы, а несколько менее характерные для региона интрузии верхнего палеозоя совпадают по времени становления с конечными стадиями развития пригеосинклинальных внешних прогибов. К категории активизационных интрузий относятся интрузии вулканоплутонических комплексов раннекаледонского обрамления Монголо-Амурской складчатой системы.

Табл. 2, илл. 1, библи. 26 назв.

УДК 553.042.2 (517.3)

Очерк металлогении Монгольской Народной Республики. Борзаковский Ю. А., Выдрин В. Н., Маринов Н. А., Хасин Р. А., Яковлев Б. А. Сб. «Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики». М., изд-во «Наука», 1971.

Впервые разработана схема минералогического районирования территории страны по всем главнейшим видам минерального сырья: золото, олово, вольфрам, молибден, черные и цветные металлы, плавиковый шпат, пьезооптическое сырье. Кратко излагаются принятые принципы районирования и приводится описание металлогении шести выделенных провинций: Тувино-Монгольской (байкальской), Северо-Монгольской (раннекаледонской), Монгольско-Алтайской (позднекаледонской), Южно-Монгольской (раннегерцинской), Монголо-Амурской и Внутренне-Монгольской (позднепалеозойско-раннепалеозойской), а также Монголо-Забайкальской ареала позднепалеозойско-мезозойской тектономагматической и металлогенической активизации. Обращено внимание на основные закономерности размещения полезных ископаемых, формационные особенности и генетические связи месторождений и рудопроявлений с определенными комплексами, намечены главнейшие металлогенические эпохи и этапы и общий металлогенический профиль выделенных провинций. Авторы высказывают соображения о перспективах поисков новых видов и типов месторождений полезных ископаемых, представляющих в настоящее время наибольший интерес для экономики Монгольской Народной Республики.

Табл. 1, илл. 8, библи. 61 назв.

УДК 553.499 (517.3)

Проявления кинварной минерализации в Монголии и перспективы обнаружения коренных месторождений ртути. **Благонравов В. А., Каленов А. Д.**,

Шабаловский А. Е. Сб. «Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики». М., изд-во «Наука», 1971.

Анализ минералов по Иمالкинскому ареалу рассеяния ртути, Среднеульдинскому и другим, описанным в статье, позволяет сделать вывод, что скопления киновари в рыхлых отложениях на территории МНР обнаруживают тесную связь с зонами крупных разломов, которые, как и в других ртутоносных районах, являются основными рудоконтролирующими факторами ртутной минерализации. Подчеркивается, что многие из выделенных на территории ртутоносных зон образуют непосредственное продолжение аналогичных зон Забайкалья или достаточно уверенно сопоставляются с ними и расположены в области мезозойской активизации, накладывающейся на более ранние каледонские и герцинские складчатые сооружения. Разломы, контролирующие ртутную минерализацию, в некоторых районах контролируют и эндогенную гидротермальную золоторудную минерализацию, а также ареалы рассеяния золота. Подчеркивается, что киноварь в шлихах переносится от коренных проявлений ртути на очень небольшие расстояния. В связи с этим высказывается предположение, что в Монголии, особенно на северо-востоке, при постановке более детальных поисковых работ будут обнаружены коренные проявления ртути.

Илл. 3, библи. 8 назв.

УДК 553.411.3 (517.3) (—15)

Перспективы золотоносности речных долин Ульдзит-Гол и Байдариг в Западной Монголии. **Мор м и л ь С. И., Т э г ш и л А.** Сб. «Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики». М., изд-во «Наука», 1971.

Все известные в районе россыпи золота по генетическим признакам разделяются на аллювиальные, аллювиально-делювиальные и делювиальные, а по условиям залегания — на русловые, террасовые, ложковые и водораздельные. Площадное размещение россыпей определяется положением и особенностями рудоконтролирующих структур и характером развития рельефа. Формирование их происходило под воздействием неотектонических движений и в обстановке высокой активности эрозионно-денудационных процессов. Перспективы промышленно-интенсивной золотоносности в районе связываются с дальнейшей разведкой отдельных россыпей по левобережью р. Ульдзит-Гол, а в долине р. Байдариг — с поисками новых россыпей среди аллювиальных отложений второй и третьей террас, а также русла и поймы.

УДК 551.24 : 553.061 (517.3) (—11) (—191)

О рудоконтролирующем значении поперечных и диагональных разломов в Восточной и Центральной Монголии. **М и х а й л о в Э. В., Ш а б а л о в с к и й А. Е.** Сб. «Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики». М., изд-во «Наука», 1971.

В складчатых системах Восточной и Центральной Монголии наряду с продольными северо-восточными и широтными разломами важное рудоконтролирующее значение имеют протяженные зоны северо-западных и северо-северо-восточных разломов, секущих генеральное направление складчатости. Подчеркивается, что большинство рудных узлов и зон проявления оловянно-вольфрамовой минерализации, а также золота и флюорита приурочены либо к собственно структурам поперечного типа, либо к узлам пересечения последних с разломами других направлений. Особенно важное значение имеют Бархиянская зона на северо-западе Хэнтяя (вольфрам, золото, олово) и юго-западное продолжение Онон-Турьинской зоны разломов Забайкалья (флюорит). Впервые выделяется Широкинско-Бальджиканская зона золоторазноявлений в северо-восточных отрогах Хэнтяя.

Илл. 1, библи. 16 назв.

Магматизм и металлогения Монгольской Народной республики

Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции,
вып. 4

Утверждено к печати Советско-Монгольской научно-исследовательской
геологической экспедицией

Редактор издательства *Л. В. Мирабова*
Технический редактор *Р. М. Денисова*

Сдано в набор 5/III 1971 г. Подписано к печати 18/V 1971 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1.
Уч.-изд. л. 13,7. Усл.-печ. л. 14,70. Т-09203. Тираж 800 экз. Тип. зак. 145

Цена 1 р. 77 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я тип. издательства «Наука», Ленинград, В-34, 9-линия, 12,

О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
104	5 св.	Гобийско-Хингайская	Гобийско-Хинганская
122	16 св.	метасоматами	метосоматитами
122	17 св.	альбитами	альбититами
135	19 св.	заполняет	заполняющими
139	16 св.	пыльцеватые	пылеватые
141	8 св.	Убур-Чулан	Убур-Чулун
141	7 св.	Убур-Чулут	Убур-Чулун

Магматизм и металлогения МНР

