

**СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОМПЛЕКСОВ
ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ
ХРОМИТ-ПЛАТИНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛЬСКОГО ТИПА
Часть I**

Ю.А. Волченко*, К.С. Иванов*, В.А. Коротеев*, Т. Оже**

**Институт геологии и геохимии УрО РАН*

620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7

E-mails: ivanovks@igg.uran.ru

***Бюро горно-геологических исследований*

Авеню Клод-Жиллемин, 3, ВР 6009, 45060 Орлеан, Франция

E-mail: t.auge@brgm.fr

Поступила в редакцию 13 сентября 2006 г.

Платиноносный пояс Урала имеет островодужную природу, он сложен продуктами кристаллизации разноглубинных выплавов, генерированных над зоной субдукции. Так, основная часть дунитов, клинопироксенитов и оливин-анортитовых габбро Пояса образовалась в результате взаимодействия андезитовидных расплавов, поднимавшихся от силурийской зоны субдукции, с ультраосновными породами вышележащего «мантийного клина». На основе исследования равновесных парагенезисов сосуществующих минералов дунитов и хромит-платинометалльных руд (хромшпинелидов, оливинов, платины) в зональных мафит-ультрамафитовых комплексах Урала установлена гетерогенность рудовмещающих дунитов и руд уральского типа. Наряду с наиболее распространенными ординарными (фоновыми) дунитами, образование которых происходило во время магматической стадии, существуют разнообразие другие, возникающие на постмагматической стадии их преобразования под воздействием флюидов и деформаций при перемещении на уровень верхней коры в условиях падающих температур и давлений. Среди ординарных дунитов впервые выявлены парные (негативные и позитивные) геохимические аномалии по платине и установлена стандартная мезозональность дунитовых тел: фоновый дунит–негативная геохимическая аномалия–позитивная геохимическая аномалия (хромит-платиновое рудное тело). Все крупные хромит-платинометалльные концентрации и сопряженные негативные ореолы в дунитах связаны с зонами хрупких деформаций, определяемыми тремя основными направлениями структурных элементов: субмеридиональным, субширотным, северо-западным.

Ключевые слова: *Платиноносный пояс, Урал, дуниты, платина, хромит-платинометалльные руды.*

**STRUCTURAL-SUBSTANTIAL EVOLUTION OF THE URALS PLATINIFEROUS
BELT'S COMPLEXES IN THE TIME OF URALIAN TYPE CHROMITE-PLATINUM
DEPOSITS FORMATION
Part I**

Yu.A. Volchenko*, K.S. Ivanov*, V.A. Koroteev*, T. Auge**

**Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

***BRGM, Orleans cedex 2, France*

The Urals Platiniferous Belt has an island-arc nature, it is composed with products of crystallization of different depth melts, which has been generated over the subduction zone. Thus, the main part of the Belt's dunites, clinopyroxenites and olivine-anortite gabbro have been formed in the result of interaction of the andesitoid melts uplifted from the Silurian subduction zone with ultrabasic rocks of the overlying «mantle wedge». On the base of the researches of equiponderous parageneses of coexisting minerals of dunites and chromite-platinometal ores (chrome-spinellids, olivines, platinum) in

zonal mafite-ultramafite Urals complexes heterogeneity of ore-enclosing dunites and the Uralian type of ores was established. Side by side with mostly wide-spread ordinary (background) dunites, which formation occurred during a magmatic stage, there exist variable other ones, occurring at a post-magmatic stage under the influence of fluids and deformations during their dislocation to the upper crust level under conditions of falling temperatures and pressures. The pair (negative and positive) geochemical anomalies on platinum among ordinary dunites were exposed for the first time and was established megazonality of dunite bodies: background dunite–negative geochemical anomaly–positive geochemical anomaly (chromite-platinum ore body). All huge chromite-platinum concentrations and conjugate negative aureoles in dunites are connected with zones of frail deformations determined by three main directions of structural elements: submeridional, sublatitudinal and north-western.

Key words: *Platiniferous belt, the Urals, dunites, platinum, chromite-platinum ores.*

Введение

Начало изучения платиновых руд на Урале относится ко времени открытия здесь первых в мире россыпей платины и осмистого иридия (1819-1824 гг.) и выявления первых в мире проявлений коренных платиновых руд в дунитах Нижнетагильского массива (1892-1898 гг.). Благодаря трудам многих поколений исследователей, Урал был и остается эталонным полигоном мирового значения при изучении генезиса месторождений платиновых руд в хромитоносных дунитах зональных мафит-ультрамафитовых комплексов уральского (урало-алаяско-кинского) типа. Уральский тип коренных месторождений платиновых с осмистым иридием руд впервые был выделен Н.К. Высоцким [1913, 1923], а позднее детализирован А.Н. Заварицким [1928], А.Г. Бетехтиным [1935] и другими. В объеме руд уральского типа, связанных в первую очередь с дунитовыми членами глубинных массивов габбро-пироксенит-дунитовой формации Платиноносного пояса Урала (рис. 1), данные исследователи на основе минералого-геохимических критериев выделяли три типа платинопроявлений, различающихся относительно степенью связи хромшпинелидов и платины, морфологией, размером и составом выделений платины в хромшпинелидах и оливинах: хромитовый, дунитовый и промежуточный (переходный) типы [Высоцкий, 1923; Бетехтин, 1935; Кашин и др., 1956]. При этом отмечалось, что для платинопроявлений хромитового типа характерна относительно крупная, часто самородковая, платина крайне сложной ксеноморфной формы, содержащая повышенные количества платины и иридия. Напротив, для платинопроявлений дунитового (и отчасти переход-

ного) типа характерна относительно мелкая идиоморфная платина, содержащая повышенные количества железа, меди, никеля и пониженные – платины и иридия. По результатам отработки хромит-платиновых руд этих типов в Нижнетагильском и других платиноносных комплексах проявились структурно-морфологические особенности коренных месторождений платины. Подтвердились предположения о широком развитии в дунитах гнездообразных и трубообразных платиноносных рудных тел с гнездово-струйчатыми, петельчатыми и брекчиевидными текстурами руд. Наряду с ними, были выявлены линейные прерывистые и непрерывные хромитоносные зоны крутопадающих каемчатых линз и жил с четковидным линзообразно-прожилковым и струйчато-полосчатым строением (рис. 2).

Относительная степень оплодотворенности и изученности отдельных мафит-ультрамафитовых комплексов Платиноносного пояса Урала резко различна. К наиболее изученным его объектам относятся Нижнетагильский комплекс (гора Соловьева), Качканарский комплекс (массивы Светлый бор, Вересовый бор), Кытлымский комплекс (Каменно-Косьвинский массив) и др. В целом, несмотря на очевидные успехи в изучении коренных хромит-платиновых руд уральского типа, которые прежде всего связаны с именами Л. Дюпарка, Н.К. Высоцкого, А.Н. Заварицкого, А.Г. Бетехтина и других, многие принципиальные вопросы их геохимии, минералогии и металлогении требовали дальнейших исследований на современном аппаратном уровне для обоснования генетической модели формирования и разработки научных критериев прогнозирования. Исследования последних десятилетий в этом направле-

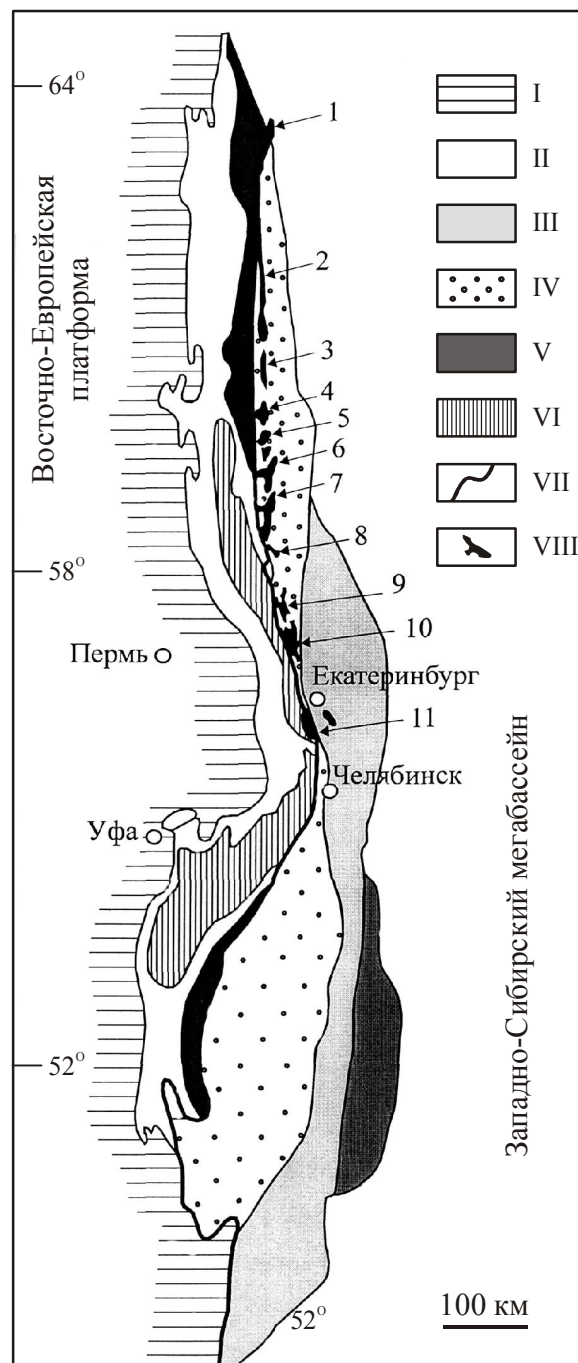
СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Рис. 1. Схема зональности Урала, демонстрирующая геолого-структурную позицию Платиноносного пояса (по [Ivanov et al., 1975]).

I – Предуральский прогиб; II – Западно-Уральская мегазона; III – Восточно-Уральская зона; IV – Магнитогорская и Тагильская зоны; V – Зауральская зона; VI – Центральная Уральская зона; VII – Главный Уральский разлом; VIII – мафит-ультрамафитовые комплексы: 1 – Хорасюрский, 2 – Чистопский, 3 – Помурский, 4 – Денежкин Камень, 5 – Кумбинский, 6 – Кытлымский, 7 – Павдинский, 8 – Качканарский, 9 – Баранчинский, 10 – Тагильский, 11 – Ревдинский.

нии как на Урале, так и в других регионах России, базировались главным образом на материалах платиновых россыпей, поскольку за последние полвека в дунитах собственно Платиноносного пояса Урала и в аналогичных образованиях различных регионов Сибири и Дальнего Востока не было выявлено ни одного нового коренного платинометального месторождения. Ситуация изменилась в последние годы, когда на основе разработанных новых критериев концентрированного платинового оруденения нами в дунитах массива горы Соловьевой (Нижнетагильский комплекс) были открыты новые платиноворудные зоны [Волченко, 1999; Волченко, Коротеев, 2000]. Геолого-структурные и минералого-геохимические исследования, проведенные на новых платинопроявлениях (Дунитовом и Сырковском), в сочетании с обширными дополнительными материалами, собранными и проанализированными нами по известным, ныне отработанным крупным месторождениям (Госшахта, Крутой лог, Александровское и др.), обеспечили необходимую основу для рассмотрения вопроса о структурной и вещественной эволюции процесса формирования горных пород и хромит-платиновых руд при образовании платиновых месторождений уральского типа.

Район Нижнетагильского массива является старейшим и крупнейшим на Урале центром добычи коренной и россыпной платины. Вслед за открытием в 1824 году в северной части Тагило-Баранчинского комплекса первой на Урале чисто платиновой россыпи по р. Орулихе, в 1827 году непосредственно в пределах Нижнетагильского дунитового массива были открыты россыпи по р. Захаровке и многочисленные платиновые россыпи ложкового типа по правым



притокам р. Мартьян на южном склоне горы Соловьевой. С этого времени и до конца 70-х годов XIX века почти весь платиновый промысел Урала был сосредоточен в этом районе, причем ежегодная добыча платины из россыпей достигала 2,5 тонн. Первые в России (и мире) коренные месторождения платиновых металлов были также открыты в дунитах Нижнетагильского массива, но значительно позже – в 1892-1898 гг. (Серебряковская жила в Крутом Логу, Комаровская и Голицинская жилы в Соловьевом Логу, Кустовская в Каменном Логу,

Борисовская в Александровском Логу, Авроринское месторождение – Детковская яма в правом борту р. Мартьян и др.) (рис. 2). При относительно небольших размерах, все перечисленные месторождения отличались исключительным богатством руд. Наконец, в 1909 г. старателями было открыто самое богатое и крупное коренное месторождение, известное под названием Господской шахты (Госшахты) № 501 (рис. 2), находящееся в борту одного из левых притоков Соловьева Лога. Среднее содержание платины в приповерхностных частях этого месторождения составило около 400 г/т; отсюда на начальном этапе его отработки было добыто более 50 кг металла. В целом, хромит-платиновые руды коренных месторождений характеризуются крайне неравномерным распределением платины: от 0,5-5-50 до 500 г/т и более. Изменчивость содержаний в 2-3 порядка от месторождения к месторождению и даже в пределах отдельных рудных тел, очевидно, обусловлена и резкими вариациями размеров выделений платиновых минералов в рудах. Так, например, Н.К. Высоцкий [1913] отмечал, что в россыпях Сырковского Лога была найдена большая часть наиболее крупных самородков платины Нижнетагильского массива. По различным оценкам из россыпей и коренных руд этого массива за весь период освоения извлечено более 160 тонн платины. Добыча платины из россыпей продолжается и в настоящее время. В последние годы проводится переоценка коренных платиновых руд массива с использованием больших объемов горных и буровых работ и привлечением современных методов анализа уровня концентраций и состава платины в горных породах и рудах.

**Платиноносный пояс Урала:
геодинамическая позиция, возраст,
основные особенности структуры**

Урал является одним из мировых эталонов складчатых поясов [Иванов С. и др., 1986, и др.], он прошел все стадии полного геодинамического цикла: предрифтовую (рифей-венд), континентального рифтогенеза (кембрий-ранний ордовик), океанического спрединга (арениг-верхний ордовик), островодужную (верхний ордовик-девон), коллизионную (верхний девон-пермь), ограниченного постколлизионного растяжения (триас) и платформенную стадию (юрание) [Иванов, 1998, и др.].

Уральский складчатый пояс подразделяется на два главных сектора. Западный Урал (палеоконтинентальный сектор) состоит из утоняющегося к востоку фундамента Русской платформы, перекрывающих его преимущественно терригенно-карбонатных толщ (рифей-венд) и палеозойских осадочных комплексов, отлагавшихся вдоль пассивной континентальной окраины. Здесь офиолиты и кремнисто-сланцевые толщи палеозоя, сформированные на континентальном склоне, надвинуты на терригенные и карбонатные толщи шельфа.

Восточный Урал (палеоостроводужный сектор) состоит в основном из вулканических и вулканогенно-осадочных образований раннего-среднего палеозоя, большей частью островодужного происхождения, метаморфических комплексов (часто рассматриваемых как докембрийские микроконтиненты) и позднепалеозойского гранитоидного пояса. Восточный Урал включает в себя два главных островодужных террейна разного возраста, но довольно сходного строения: Тагильский (ордовик-ранний девон) и Магнитогорский (ранний девон-карбон).

Платиноносный пояс – одно из наиболее важных и крупных геологических тел Урала. Он более 120 лет неизменно привлекает к себе внимание исследователей разного профиля, являясь одним из ключевых объектов для понимания геологического строения региона в целом. Это гигантское образование, протяженностью около 1000 км, представлено на Среднем, Северном и Приполярном Урале цепью из 13 массивов (рис. 1), сложенных ассоциацией гипербазитов (дунитов, клинопироксенитов), оливковых и двупироксеновых габбро и гранитоидов; базиты при этом составляют не менее 80 % объема пород пояса. Платиноносный пояс расположен в западной части Тагильской вулканогенной мегазоны, непосредственно восточнее ГУРа (Главного Уральского разлома), который маркируется еще более протяженным офиолитовым поясом. Внутренняя структура и состав большинства массивов Платиноносного пояса были детально изучены и описаны большим числом исследователей [Заварицкий, 1909; Высоцкий, 1925; Бетехтин, 1935; Воробьева и др., 1962; Ефимов, Ефимова, 1967; Фоминых и др., 1990; Иванов О., 1997; Золоев и др., 2001, и др.]. Однако природа самого Платиноносного пояса, его геодинамическая позиция, место в геологической истории и структуре Урала долгое время оставались неясными [Иванов О.,

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

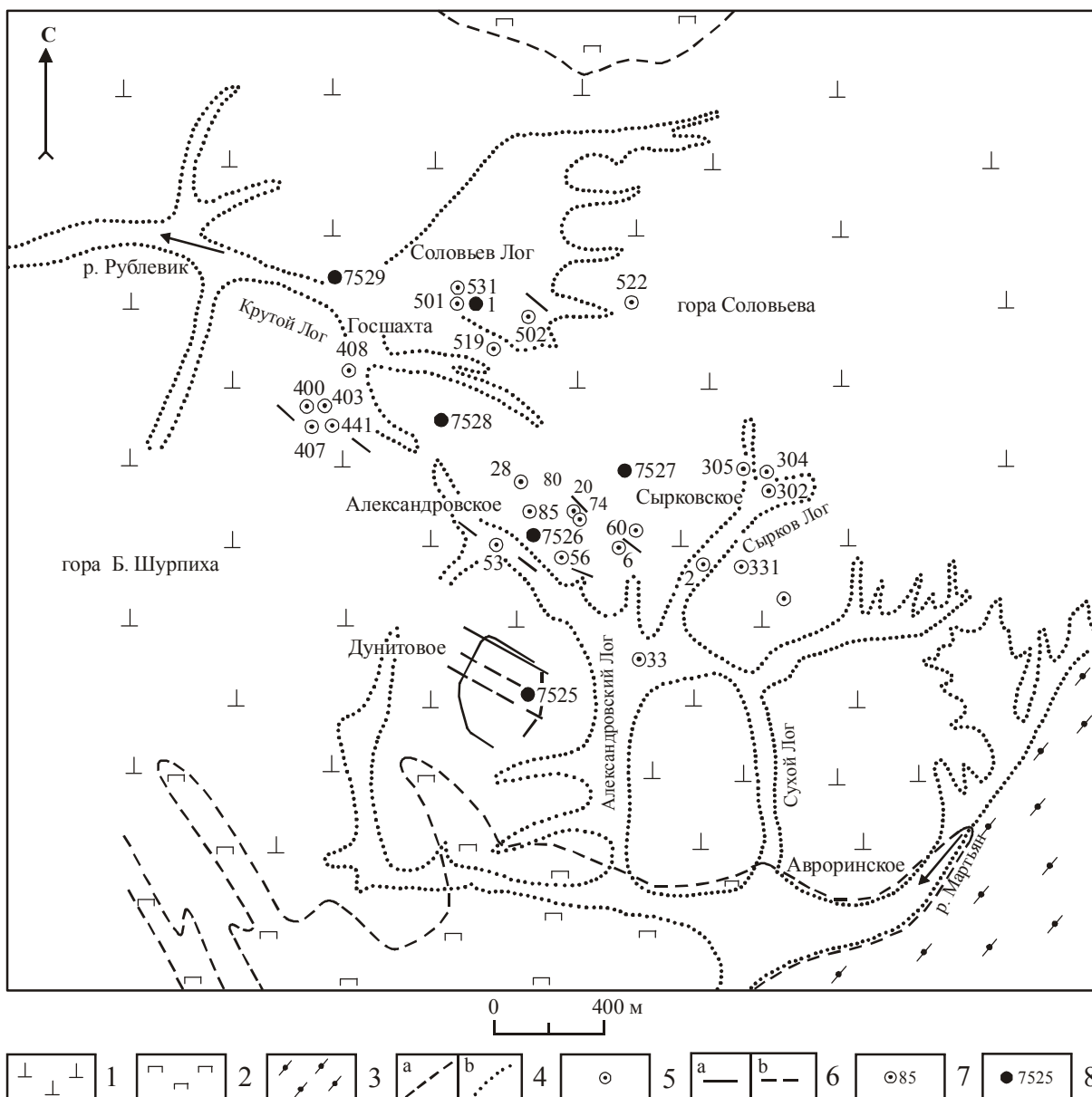


Рис. 2. Схема размещения коренных платинометалльных месторождений и рудопроявлений в дунитах горы Соловьевой (Нижнетагильский массив).

1 – дуниты; 2 – клинопироксениты; 3 – кыллымиты; 4 – границы: а – геологических комплексов, б – платиноносных логов; 5 – штоко-трубообразные тела брекчиевидных и петельчато-пятнистых хромит-платиновых руд (хромитовый подтип оруденения); 6 – линейные непрерывные (а) и прерывистые (б) зоны вкрапленно-мелкопрожилковых хромит-платиновых руд (дунитовый подтип оруденения); 7 – номера платинометалльных месторождений и рудопроявлений по первичным геологическим материалам треста «Урал-платина». № 501 – Госшахта; 8 – местонахождение и номера глубоких скважин структурного бурения.

1990; Ферштатер, Пушкарев, 1992; Ефимов и др., 1993; и мн. др.]. Наиболее распространенными были представления о субплатформенной природе Платиноносного пояса. Высказывались мнения о том, что Платиноносный пояс «формировался в условиях достаточно развитой жесткой океанической коры вблизи Восточно-Европейского континента» [Перевозчиков,

1992] и многие другие разнообразные представления. Преобладали две точки зрения. Согласно [Ефимов и др., 1993, и др.], Пояс трактовался как не имеющее каких-либо аналогов нижнесилурийское субплатформенное, рифтогенное образование. Отметим, что и в более поздних, равно как и в более ранних работах А.А. Ефимова (посвященных попыткам пока-

зять метасоматическую природу габбро и других пород), достаточно постоянно присутствует убеждение о загадочности Пояса и непознаваемости его геодинамической природы. По мнению [Ферштатер, 1989, и др.], Пояс являлся частью субплатформенной верхнеордовикской вулcano-плутонической ассоциации, вулканические члены которой уничтожены эрозией, сформированной «на стадии стабилизации океанической структуры – до заложения Тагильской троговой зоны с ее островодужным геодинамическим режимом». Обе трактовки отрицали связь пород Платиноносного пояса с вмещающими вулканогенными комплексами и, как нам представляется, не давали удовлетворительного объяснения роли Пояса в геологической истории и структуре Урала.

Позднее была обоснована и развивается иная гипотеза формирования Платиноносного пояса [Иванов, Шмелев, 1996; Иванов, 1998; Иванов и др., 1999, 2002; Иванов, Винничук, 2001; Золоев и др., 2001; Волченко и др., 2005, и др.], суть которой сводится к тому, что это уникальное по своим масштабам и разнообразию пород и руд образование имеет островодужную природу, слагаясь продуктами кристаллизации разноглубинных выплавок, генерированных над зоной субдукции. Этот вывод последовал из результатов предыдущих исследований, показавших, что ГУР в раннем-среднем палеозое представлял собой зону субдукции с падающей на восток сейсмофокальной плоскостью, а главные вулканогенные зоны Урала есть реликты островных дуг и задуговых бассейнов [Иванов С. и др., 1986, и др.]. В пользу этой точки зрения свидетельствует следующее. Островодужная природа Платиноносного пояса находит отражение в петро- и геохимических характеристиках слагающих его пород и, прежде всего, базитов. По содержаниям большинства петрогенных и малых элементов (титана, ванадия, хрома, никеля и др.) габброиды массивов пояса обнаруживают явное сходство с толеитами островных дуг. Весьма важно, что породы Платиноносного пояса, при всем своем петрографическом разнообразии, имеют отчетливое петрологическое родство с габброидными и ультраосновными ксенолитами в базальтах островных дуг, а также с породами габбро-гипербазитовых комплексов тихоокеанского побережья Северной Америки (Аляска, Калифорния), Олюторской зоны Корякии и других регионов, для которых устанавлива-

ется связь с ассоциирующими островодужными вулканическими комплексами [Burns, 1985; Батанова, Астраханцев, 1992, и др.]. В сравнении с ними, породы офиолитов и расслоенных интрузий характеризуются иными, более полными трендами вариаций состава минералов [Иванов, Шмелев, 1996]. Результаты детального изучения платиноидной минерализации также свидетельствуют [Волченко и др., 1993; Золоев и др., 2001, и др.] об островодужной природе массивов пояса (подробнее см. ниже). Важно и то, что массивы Платиноносного пояса Урала целиком находятся в окружении геологических комплексов, сформированных в субдукционной геодинамической обстановке. На востоке – это позднеордовикско-силурийские базальтовые и базальт-андезитовые комплексы островодужного типа Тагильской мегазоны. К западу от Платиноносного пояса развиты офиолиты, представленные в основном базальтами и диабазами дайкового комплекса со скринами альпинотипных гипербазитов и габбро, которые, по ряду признаков, сформировались в окраинных океанических бассейнах, над зоной субдукции. Об этом свидетельствует являющаяся индикаторной [Пирс и др., 1987, и др.] геохимическая специализация указанных офиолитовых базальтоидов, которым свойственны отличные от базальтов срединно-океанических хребтов содержания титана, иттрия, циркония и других элементов; именно таким типом базальтов, например, сложено окружение крупнейшего Чистопского платиноносного массива [Петров, Пучков 1994; Шмелев, 2005, и др.]. На островодужную природу офиолитов указывает и присутствие в их верхних частях значительных объемов липаритов и дацитов, которые вместе с диабазами выделяются на Урале в самостоятельную контрастную натриевую формацию; известно, что в офиолитах срединно-океанических хребтов доля такого кислого материала крайне мала [Пирс и др., 1987, и др.]. Таким образом, геодинамические обстановки формирования как пород Платиноносного пояса, так и его геологического окружения, являются сходными (островодужными). Об этом же говорят и отмечаемые излившиеся аналоги для некоторых пород пояса. Так, например, вблизи ряда массивов обнаружены [Каретин, 1975] ультрамагнезиальные базальты Тагильской зоны, которые очень близки по своему составу меланократовым оливиновым габбро (тылаитам).

Возраст пород Пояса впервые надежно был определен в 90-х годах различными современными методами. Для флогопитовых горнблендитов и клинопироксенитов массива Светлый Бор Качканарского комплекса К-Аг методом (включая изохрону) получен возрастной интервал 415-432 млн. лет [Иванов, Калеганов, 1993]. Для габбро-норитов Чистопского массива (по выделенным из него минералам) Sm-Nd изохрона показала 419±12 млн. лет [Ронкин и др., 1997]. Позднее из Кумбинского массива для габбро-норита и выделенных из него плагиоклаза, биотита и клинопироксена была получена Sm-Nd изохрона 423±18 млн. лет [Ронкин и др., 2003]. U-Pb методом для цирконов также из габбро-норитов Кумбинского массива определен возраст 428±7 млн. лет [Bosch et al., 1997]. И, наконец, недавно [Ефимов и др., 2005] U-Pb методом (масс-спектрометрическим изотопным разбавлением ID-TIMS) для единичных цирконов из плагиогранитов Кытлымского массива, завершающих магматизм Платиноносного пояса Урала, получен возраст 417±2 и 415±10 млн. лет. Таким образом, возраст габбро-норитов Платиноносного пояса совпал с возрастом располагающейся восточнее пояса формации андезит-базальтовых порфиритов именованной свиты, сформированных в условиях зрелой островной дуги. Последний уточнен [Иванов, 1998, и др.] по послонным комплексам конодонтов из Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 как граница лландовери-венлока (зона *Pterospathodus amorphognathoides*). Тренды РЗЭ основных вулканитов именованной формации [Каретин, Иванов, 2001, и др.] и известково-щелочных габброидов Платиноносного пояса [Шмелев и др., 1997, и др.] также аналогичны. Эти факты доказывают комагматичность отмеченных интрузивных и вулканических членов Тагильского островодужного террейна.

Становление массивов Платиноносного пояса Урала, судя по их взаимоотношениям с окружением, происходило вблизи основания островодужного сооружения Тагильской зоны, что в целом согласуется с данными сейсмического зондирования в ряде пересечений Северного и Среднего Урала [Соколов, 1989, и др.]. За более чем 100-летний период изучения Платиноносного пояса установлено [Федоров, 1889; Заварицкий, 1928; Воробьева и др., 1962, и др.], что слагающие его комплексы пород обнаруживают четкие генеральные (хотя и осложненные) латеральные тренды: с запада на восток увели-

чивается кремнекислотность пород, габбро-ультрабазитовые комплексы латерально сменяются в этом направлении относительно более молодыми и менее глубинными гранитоидными. Явная приуроченность тел ультрамафитов к западной границе Пояса, вероятно, обусловлена их формированием на относительно более глубинном уровне. Получается, что глубина эрозионного среза Тагильского островодужного террейна уменьшается в восточном направлении. При этом вулканогенные комплексы Тагильской мегазоны надстраивают сверху разрез Платиноносного пояса, который таким образом, по-видимому, является ее магматическим фундаментом, вызывая гравитационный супермаксимум Урала (подробнее см. [Иванов, Винничук, 2001]). Из этого в частности следует, что маловероятно предполагаемое рядом исследователей наличие древнего сиалического основания в фундаменте Тагильского островодужного террейна.

Вероятной причиной генерации кремнекислых магм (включая, по-видимому, и массивы сиенитов) на заключительной стадии формирования Платиноносного пояса является постепенное сужение и затем закрытие располагавшегося западнее ордовикского океана, реликтом которого является Салатимский серпентинитовый шов. При этом в зону субдукции под Платиноносный пояс, представленную ГУРом, во все возрастающем объеме (сначала наряду с океанической корой) стали вовлекаться и переплавляться водонасыщенные и обогащенные сиалическим материалом (включая сопутствующие микроэлементы, а также и характерные минералы; такие, например, как циркон) осадочные толщи континентального подножья [Иванов, 1998] Русской платформы. Широко проявленный в Платиноносном поясе метасоматоз и водный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, [Фоминых и др., 1990], развитие мафит-ультрамафитовых пегматитов [Иванов О., 1997, и др.] были вызваны потоком флюидов (первично океанических вод), поднимающихся от зоны субдукции в результате дегидратации субдуцируемых масс. Эти флюиды обусловили, в частности, и отмечаемые [Малахов, Золотов, 1994; Волченко и др., 1995, и др.] миграцию и перераспределение (вплоть до образования месторождений) элементов платиновой группы. Отметим, что позднее были получены данные о находках в дунитах Кытлымского массива цирконов разного возраста, интер-

претация которых (см. ниже) авторами находки [Bea et al., 2003] подтверждает высказанные нами гипотезы образования как самого Пояса [Иванов, Шмелев, 1996], так и кислых магматических комплексов на завершающих стадиях его развития [Иванов, 1998].

По результатам геолого-съёмочных работ последних лет [Шалагинов, Стефановский, 1998, и др.], в составе интрузий Платиноносного пояса предложено выделять три интрузивных комплекса (от более древних к молодым): *качканарский*, *тагилокытлымский* и *верхнетагильский*.

Качканарский комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый. В составе комплекса выделяются следующие главные разности пород, объединенные в две интрузивные фазы: первая – дуниты, верлиты, клинопироксениты, полосчатый комплекс совместно с тылаитами и плагиоклазовыми перидотитами; вторая – оливиновые габбро, троктолиты и габбро-нориты. Все перечисленные разновидности могут образовывать самостоятельные тела, а также переходить постепенно друг в друга в пределах одного тела. Породы качканарского комплекса секутся телами горнблендитов, жилами плагиоклазитов, реже – роговообманкового и оливинового габбро.

Тагилокытлымский комплекс габбро-норитовый. Породы комплекса представлены габбро и габброноритами, а также широко распространенным роговообманковым габбро. Жилы роговообманкового габбро пересекают все породы тагилокытлымского и качканарского комплексов; на этом основании роговообманковое габбро выделено во вторую интрузивную фазу. Габброиды комплекса прорываются диоритами и плагиогранитами. Габброиды представлены двупироксеновым габбро, габброноритами, их амфиболизированными разностями. Габбро тагилокытлымского комплекса принадлежат натровой серии, умеренно- и высокоглиноземистые; характеризуются стабильно низкими содержаниями TiO_2 (около 0,8 %) и K_2O (0,1-0,4 %).

Верхнетагильский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый. В комплексе выделяется до 3 интрузивных фазы: первая фаза – габбро; вторая – диориты, кварцевые диориты; третья – плагиограниты, реже плагиогранодиориты, дайки плагиогранит-порфиоров, плагиоориодацитов. Диориты комплекса – лейкократовые высокоглиноземистые натровые породы ($Na_2O/K_2O = 2,5-10$). Для всех пород верхнетагильского комплекса характерны низкие кон-

центрации рубидия ($Rb = 9-12$ г/т), и стронция ($Sr = 300-400$ г/т). Породы комплекса также имеют типично островодужные геохимические характеристики.

К выделению этих 3-х комплексов и отмеченных фаз магматизма можно относиться по-разному, но следует учитывать, что, во-первых, они уже повсеместно показаны в пределах Платиноносного пояса Урала на последней серии Государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000, а во-вторых, их выделению предшествовало широкое обсуждение проблем геологии Платиноносного пояса, проведенное НТС Уралгеолкома с привлечением специалистов Института геологии и геохимии УрО РАН (А.А. Ефимова, К.С. Иванова, А.А. Краснобаева, Г.Б. Ферштатера и др.). По всей видимости, эта схема расчленения Платиноносного пояса Урала сохранится, хотя, вероятно, и будет существенно уточняться с учетом данных других исследователей [Волченко и др., 1998; 2000; Золотов и др., 2001, и др.].

В последние годы получено достаточно много новых и весьма разнообразных данных о возрасте комплексов пород Платиноносного пояса Урала. Значение этих данных для понимания общей истории формирования Платиноносного пояса необходимо обсудить. Две группы достаточно сенсационных сведений о возрасте Платиноносного пояса Урала были получены в начале этого века. Е.В. Пушкаревым, Г.Б. Ферштатером, Ф. Беа и другими исследователями [Bea et al., 2003; Пушкарев и др., 2003]. Е.В. Пушкаревым и др. [2003, и др.] по валовым пробам своеобразных обогащенных калием «псевдолейцитовых» тылаитов из Косьвинского тела Кытлымского массива была получена Rb-Sr изохрона 340 ± 22 млн. лет, при $MSWD = 4,3$. Из этого были сделаны [Пушкарев и др., 2003] весьма важные выводы о полихронности массивов Платиноносного пояса Урала (поскольку в них фиксируются как каменноугольные, так и силурийские датировки), «связи полихронных дунит-клинопироксенитовых массивов Платиноносного пояса с режимом интрадугового растяжения» и другие. Поскольку данные и выводы работы [Пушкарев и др., 2003] находятся в резком противоречии с накопленной суммой знаний по геологии Платиноносного пояса, то они были встречены геологической общественностью достаточно критически. Так, Ю.Л. Ронкин [Ефимов и др., 2005] указал на некоторые методические по-

грешности отмеченной Rb-Sr датировки, выполненной под руководством Ф. Беа в Университете г. Гранады, и считает ее эррохроной.

Интернациональным коллективом [Bea et al., 2003] была изучена U-Pb система 20 кристаллов единичных цирконов (с помощью ионного микрозонда Cameca IMS 1270 и так называемым «методом Кобера», т.е. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ методом), выделенных из дунитов Кытлымского массива. Авторы статьи указывают, что для выделения цирконов дуниты «дробились до фракции менее 0,25 мм, затем проба обогащалась на концентрационном столе, подвергалась магнитной сепарации и, наконец, использовались тяжелые жидкости. Тщательно очищенное оборудование, никогда ранее не использовавшееся для обработки силикатных пород, применялось для избежания засорения посторонними цирконами» [Bea et al., 2003, стр. 408]. Выглядит убедительно. Однако отметим, что эти цирконы, как известно, были выделены попутно при поисках алмазов из технологической пробы весом 150 кг, место отбора которой в статье указано не точнее, чем «Кытлымский массив». Обработывалась данная проба в Институте «Уралмеханобр» г. Екатеринбурга, оборудование которого всегда широко использовалось для дробления и обогащения различных пород и руд Урала и других регионов. Поэтому засорение посторонними цирконами вряд ли так уж абсолютно исключено. В рамках анализа выделенных авторами по морфологическим особенностям групп цирконов, получен ряд возрастных кластеров в диапазоне 315-1802 млн. лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ stepwise evaporation) и 333-2838 млн. лет (ионный зонд). Авторы статьи [Bea et al., 2003] выделяют 4 группы цирконов:

1. Популяция I состоит из 4 зерен с возрастными 1200-2841 млн. лет. Предполагается, что эти цирконы происходят из фундамента Русской платформы и, в результате его размыва, позднее попали с осадками в зону субдукции и затем были вовлечены поднимающейся магмой в состав дунитов.

2. Популяция II (2 зерна) с возрастными 410 и 432 млн. лет. Для них предполагается «подобное же происхождение, но более молодой источник, такой как силурийские гранитоиды Тагильской островной дуги» [Bea et al., 2003, стр. 412].

3. Популяция III представлена 9 цирконами с возрастными 352-370 млн. лет, которые Ф. Беа с соавторами считают отражающими возраст эклогит-глаукофанового метаморфизма Урала.

4. Популяция IV состоит из 5 зерен с возрастными 315-339 млн. лет. Эта группа исследователей считает, что «черты морфологии и катодолюминесценции этих цирконов указывают на их кристаллизацию полностью из магмы. Однако, поскольку их возраст близки к Rb-Sr возрасту тылаитов (340 млн. лет, см. выше), который представляет последнее и наиболее объемное магматическое событие в Кытлымском массиве, предполагается, что цирконы популяции IV есть результат растворения магмой цирконов популяций I, II и III, ее насыщения Zr; с последующей кристаллизацией цирконов IV» [Bea et al., 2003, стр. 411].

Геология дает большой простор для объяснений. Проведенная исследователями [Bea et al., 2003] большая работа вызывает уважение. Приведенные ими объяснения полученных данных являются в той или иной мере возможными, но ясно, что не единственными. В полученных весьма разнообразных цифрах в диапазоне 2840-315 млн. лет можно при желании рассмотреть практически любые этапы геологической истории как Урала, так и Русской платформы. Нам представляется вполне логичным изложенное в [Bea et al., 2003] возможное объяснение появления в пробе дунитов цирконов популяции I. Хотя и здесь можно предложить и альтернативное (впрочем, по-видимому, менее вероятное) объяснение – эти древние цирконы могли быть захвачены из пород мантийного клина магмой, поднимающейся от зоны субдукции, и свидетельствовать, таким образом, о возрасте мантии (подробнее см. ниже). С предложенными же в [Bea et al., 2003] интерпретациями для возрастов цирконов популяций II-IV согласиться достаточно трудно. Отметим лишь некоторые дискуссионные моменты: возраст субдукционного высокобарического (HP-LT) метаморфизма на Урале разный. Для заключительного его этапа, который условно можно назвать этапом Магнитогорской островной дуги, он варьирует от среднедевонского на Южном Урале (378 ± 3 млн. лет, максютовский комплекс) до раннекаменноугольного (352 ± 3 млн. лет, неркаюский комплекс) на Приполярном Урале [Иванов, 1998; Glodni et al., 1999; Иванов и др., 2000а, и др.]. Возраст же обсуждаемого «тагильского» этапа субдукции и соответствующего метаморфизма, очевидно, должен быть силурийским (преимущественно раннесилурийским, по возрасту продуцированных андезитоидных комплексов). И действительно, именно

этот возраст (415-428 млн. лет) уверенно фиксируется в комплексах пород Платиноносного пояса Урала тремя методами – K-Ar, Sm-Nd и U-Pb (см. выше). Вызывает удивление, что столь мощное и глобальное событие в истории становления Платиноносного пояса практически не проявилось в изученных Ф. Беа с коллегами популяциях цирконов: в интервал 415-428 млн. лет не попало ни одно из приведенных ими 42 цифровых значений. Наиболее близки к этому интервалу всего три величины U-Pb возраста 400 ± 16 , 432 ± 18 , 435 ± 18 млн. лет, полученные ионным зондом, тогда как для $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ stepwise evaporation возрастов силурийские значения вообще отсутствуют. Трактовка природы этой II популяции цирконов, предлагаемая Ф. Беа и другими (см. выше), весьма сомнительна. По этим авторам получается, что силурийские гранитоиды Тагильской островной дуги (образованные, очевидно, в результате кристаллизации Zr-содержащих выплавов из зоны субдукции) начали размываться, т.е. достаточно глубинные части этой островной дуги вышли на дневную поверхность. Затем цирконы из этих гранитов попали во все еще действующую зону субдукции под этой самой островной дугой. И, наконец, были извлечены из дунитов, которые практически все исследователи считают более древними (поскольку породы Пояса прорываются гранитоидами), чем те самые гранитоиды, откуда цирконы якобы и начали свой многотрудный путь. Ясно, что весь этот весьма запутанный сценарий возможен (и то лишь теоретически) только при допущении «молодого» (340 ± 22 млн. лет) возраста дунитов, что крайне маловероятно. И цитированное выше предположение Ф. Беа с соавторами, что «цирконы популяции IV есть результат растворения магмой цирконов популяций I, II и III» эту вероятность не повышает.

Вышесказанное приводит нас к выводу, что среди пород собственно Платиноносного пояса Урала нет комплексов моложе 410-415 млн. лет, а все полученные цифры, меньшие этой величины, отражают этапы пластических деформаций и метаморфизма пород Пояса. Они, по всей видимости, привели к нарушениям существовавших изотопных систем; происходили в девоне и карбоне при разных температурах и давлениях, в частности, при коллизии Тагильского островодужного террейна с Русской платформой. Так, выполненные нами геологоструктурные наблюдения на крупнейшем дунитовом теле Пояса – массиве горы Соловьевой

и других местах, показали, что для богатых крупных хромит-платиново-рудных тел («Госшахта» и др.) характерны такие же ориентировки, как и у мелких шлиров хромитов в окружающих дунитах; зачастую они секут более ранние и высокотемпературные ориентировки оливина. Кроме систем разрывных нарушений, в ультрабазитах отмечаются и складки разных температурных генераций. Структурная эволюция массивов Платиноносного пояса проходила в целом при падающих температурах и давлениях. Преобладающими являлись два процесса: 1) подъем диапироподобных остывающих магматических тел в зону верхней коры (при этом структуры пластических деформаций накладываются на магматические; характерны концентрические субизометричные мегаструктуры тел с крутопадающей линейностью) и 2) более поздние левосдвиговые деформации, формирующие линейно-вытянутые массивы с субгоризонтальной линейностью, происходившие, по-видимому, в результате косой коллизии Тагильского островодужного террейна с Русской платформой [Иванов, 1998, 2001, и др.]. Современные структуры массивов Пояса являются главным образом результирующей этих процессов (исследованиями [Савельева и др., 1999] получены результаты, во многом созвучные нашим). Субизометричные тела, как известно, отмечаются преимущественно в средней части Пояса, а меридионально-вытянутые, тектонически раздавленные массивы преобладают в его краевых южных и северных частях. Так, два самых южных и сильно вытянутых массива Пояса – Тагильский и Ревдинский, по всей видимости, представляли собой единый массив, позже разорванный региональным левым сдвигом [Кузнецов, 1939; Иванов и др., 2000б]. Субизометрические массивы обычно образуют диапировые трубообразные тела, субвертикальные или круто падающие на восток, которые прослеживаются геофизическими методами до глубины не более 8-10 км.

Важные результаты были получены недавно по датированию нижнего («качканарского») комплекса Платиноносного пояса, т.е. дунитов, клинопироксенитов, оливин-анортитовых габбро. В.И. Маегов с соавторами [Маегов и др., 2006] опубликовал Sm-Nd изохрону (хотя и не очень представительную, всего по 3-м точкам – плагиоклаз, пироксен и вал), определяющую возраст недеформированных оливин-

анортитовых габбро Кумбинского массива как 561 ± 28 млн. лет ($MSWD = 1,9$). В.С. Поповым и Б.В. Беляцким [Попов, 2006, и др.] для Кытлымского массива получена Sm-Nd изохрона по 14 валовым пробам клинопироксен-содержащих дунитов, верлитов, оливинных и плагио-оклаз-содержащих клинопироксенитов, отвечающая возрасту 551 ± 32 млн. лет при $MSWD = 1,9$. Апатит-магнетитсодержащие клинопироксениты и псевдолейцитовые тылаиты с апатитом, обнаженные в виде относительно небольших тел в Косьвинском блоке Кытлымского массива, имеют более молодой возраст: Sm-Nd изохрона по 9 точкам (2 апатита, 2 клинопироксенита и 5 валовых проб) соответствует 441 ± 27 млн. лет при $MSWD = 3,9$ (440 ± 27 млн лет, $MSWD = 2,7$ для минеральной изохроны). При разумных допущениях можно предполагать неопротерозойский модельный Nd возраст обогащенного мантийного источника (750-1370 млн. лет). (Отметим, что, по всей видимости, цифра 441 ± 27 млн. лет получена из тех же самых пород и обнажений, что и обсуждавшаяся выше Rb-Sr датировка 340 ± 22 млн. лет.). Таким образом, независимо полученные разными исследователями в разных лабораториях Sm-Nd изотопные данные свидетельствуют о наличии венд-раннекембрийских образований в составе Платиноносного пояса Урала, слагающих основной объем Кытлымского, Кумбинского массивов и, вероятно, других массивов Пояса (качканарский комплекс). Мы не думаем, что причина здесь кроется в методологии Sm-Nd метода, хотя такие соображения и высказывались на международной конференции «Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика» (XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого, Екатеринбург, 2006), в связи с подобными же (т.е. существенно более древними, чем возраст вмещающих пород) датировками дунит-верлит-клинопироксенитовых магматических комплексов Корякии.

Возникает вопрос – какова же природа этих венд-раннекембрийских образований, как и почему появились они в составе позднеордовикско-силурийской островной дуги (Тагильского островодужного террейна)? Очевидно, что произошло это не случайно. В.И. Маегов с коллегами [2006] воздерживаются от геодинамических трактовок своих результатов, отмечая, что исследования необходимо продолжать. В.С. Попов считает, что «получено прямое подтверждение геологической самостоятельности ду-

нит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации, которая относится не к каледонскому тектономагматическому циклу (ордовик-ранний девон), а к кадомскому (венд-ордовик) циклу. Последний знаменует переход от платформенного этапа развития протоуралид к эволюции палеозойского Уральского подвижного пояса. В позднем венде-раннем кембрии на месте современного Платиноносного пояса, вероятно, существовал интрузивный пояс мафических и ультрамафических тел, расщеливший крупное сводовое поднятие» [Попов, 2006, стр. 44].

Мы предлагаем другую геодинамическую трактовку вышеотмеченных венд-раннекембрийских датировок (рис. 3), исходящую из нашей прежней «надсубдукционной» модели образования Платиноносного пояса Урала [Иванов, Шмелев, 1996]. Достаточно ясно, что сам по себе надсубдукционный магматизм вряд ли способен непосредственно породить дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, поскольку плавление гидратированных базальтов субдуцируемой океанической коры дает, как известно, существенно более кремнекислые андезит-базальтовые и андезитовые магмы. Отсюда, для объяснения наблюдаемой геологической реальности, следует, по видимому, два возможных пути:

1. Предположение об очень значительной степени дифференциации магмы в промежуточной камере, куда, вероятно, должно осуществляться и поступление новых порций андезитового расплава снизу и выход наверх еще более кремнекислых продуктов дифференциации. В принципе, такой механизм генерации ультраосновных реститов, по-видимому, возможен, но реализация его в условиях весьма высокой тектоно-магматической активности, существующей в островных дугах, представляется весьма маловероятной. Во всяком случае, доказательств его реальности нет.

2. Второй возможный путь образования дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации – это взаимодействие андезитовидных расплавов, поднимающихся от зоны субдукции с ультраосновными породами вышележащей мантии, т.е. с тем самым «мантийным клином», который неминуемо должен был образоваться при заложении энсиматической островной дуги. Все вышесказанное приводит нас к твердому убеждению, что нижний («качканарский») комплекс Платиноносного пояса Урала, т.е. по крайней мере основная часть дунитов, клино-

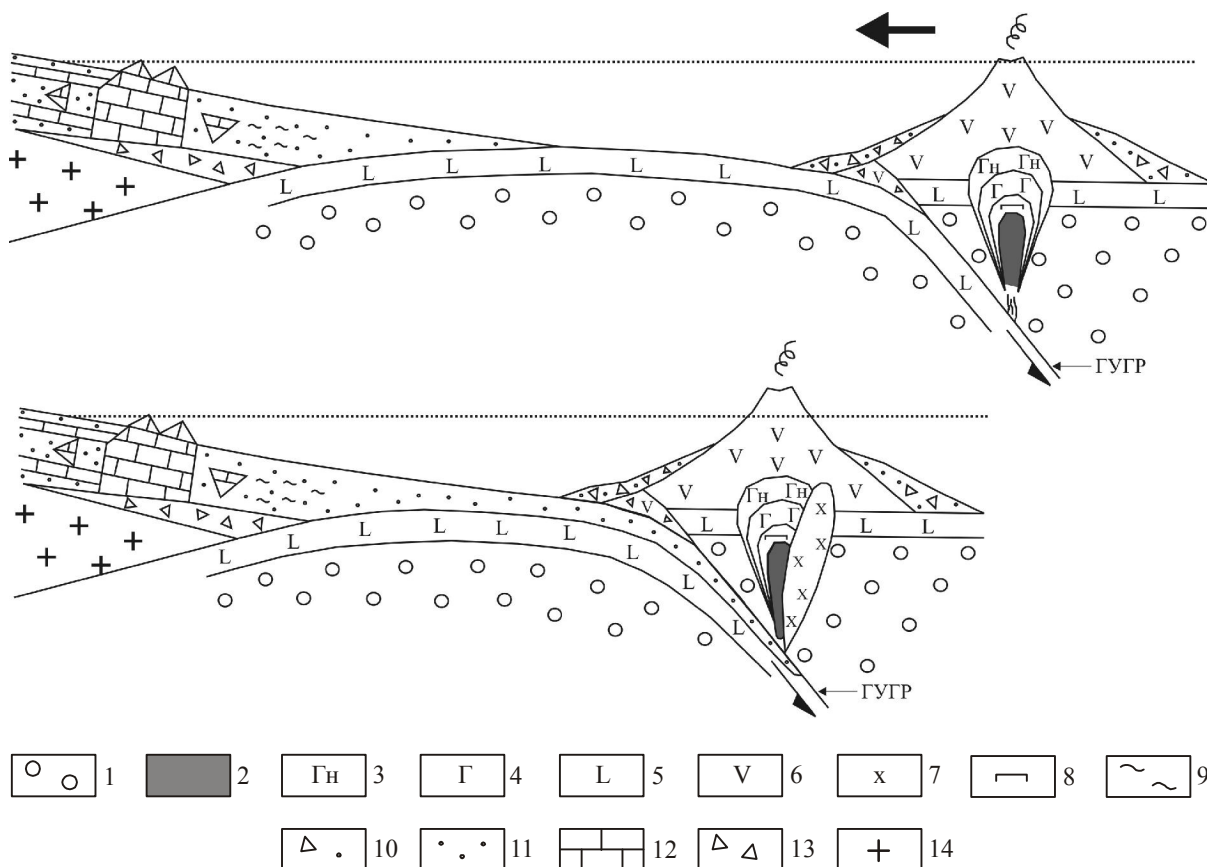


Рис. 3. Плитно-тектоническая схема формирования массивов Платиноносного пояса Урала.

1 – мантия; 2 – дуниты; 3 – габбро-нориты; 4 – оливин-анортитовое габбро; 5 – океаническая кора; 6 – андезититоиды; 7 – гранитоиды; 8 – клинопироксениты; 9 – кремни; 10 – аккреционная призма; 11 – терригенные толщи; 12 – рифовые известняки; 13 – рифовые формации; 14 – фундамент Русской платформы.

пироксенитов и оливин-анортитовых габбро была образована именно этим путем. При принятии этой гипотезы становятся понятными венд-раннекембрийские датировки – они свидетельствуют о возрасте пород верхней мантии в основании Тагильской островной дуги. Эти мантийные комплексы не только претерпели взаимодействие с андезитоидными расплавами; некоторые части мантийного клина были аккрецированы и вошли в виде блоков в состав поднимающихся диапиров, испытывая совместные деформации и пластичное течение с более молодыми габбро-норитами. Все эти явления хорошо задокументированы во многих массивах Платиноносного пояса Урала [Воробьева и др., 1962; Ефимов и др., 1993; Шмелев и др., 1997; Иванов О., 1997; Савельева и др., 1999; Шмелев, Десятова, 2002, и др.]. Полученная [Маегов и др., 2006] Sm-Nd датировка 489 ± 130 млн. лет полосчатых (деформированных) оливин-анортитовых габбро массива Денежкин Камень,

вероятнее всего, есть результат смешения этих двух изотопных систем (550 и 420 млн. лет).

Удачно, что недавно появилась и другая, независимая группа фактов, которая может рассматриваться как контрольная для нашей выше-изложенной модели. Это прямые данные о возрасте офиолитовых массивов севера Урала. Причем датированы наиболее крупные и представительные массивы альпинотипных ультрамафитов (Войкар-Сыньинский и Сыум-Кеу), в которых обнажены наиболее полные и хорошо сохранившиеся разрезы океанической коры и верхней мантии. По [Гурская и др., 2004] гарцбургиты, лерцолиты и габбро-нориты массива Сыум-Кеу на Полярном Урале имеют вендский возраст (604 ± 39 млн. лет; MSWD = 0,96; изохрона построена по 9 точкам валовых проб и содержащихся в них минералов – оливина, орто- и клинопироксена). Справедливость включения в данную выборку габбро-норита и некоторых параметров построения изохроны из

работы [Гурская и др., 2004] можно оспаривать, но и при пересчетах для ультрамафитов Сыум-Кеу также получаются позднедокембрийские цифровые значения. Г.Н. Савельевой с коллегами [2006] опубликованы результаты U-Pb датирования цирконов из хромитов рудопроявления Пайты Войкар-Сыньинского ультраосновного массива: на SRIMP-II цирконы (7 зерен) обнаружили конкордантный возраст 586 ± 6 млн. лет. (Важно и то, что Н.В. Вахрушевой с коллегами [2006] цирконы были обнаружены здесь непосредственно в шлифах, причем именно в тех пробах, где ICP-MS геохимические анализы, выполненные Ю.Л. Ронкиным и другими, выявили повышенные содержания циркония). Очень хорошее наблюдаемое соответствие вендских датировок качканарского комплекса и датировок массивов альпинотипных ультрамафитов доказывает справедливость предложенной нами модели, согласно которой основная часть дунитов, клинопироксенитов и оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала образовалась в результате взаимодействия андезитовидных расплавов, поднимающихся от силурийской зоны субдукции с ультраосновными породами вышележащего «мантийного клина».

Современная позиция массивов Платиноносного пояса в структуре Урала близка позиции южно-аляскинских массивов пояса Бодэ-Рэйндрж, залегающих в основании островодужного разреза, и отличается от позиции классических массивов юго-восточной Аляски [Burg, 1985, и др.], находящихся внутри области развития островодужных андезито-базальтов. Очевидно, такая ситуация обусловлена глобальным тектоническим перемещением литосферных плит с выводом глубинных частей разреза Тагильской островной дуги в близповерхностные горизонты. Это поднятие Платиноносного пояса на приповерхностный уровень произошло во время коллизионной стадии развития Урала в позднем палеозое [Иванов, Шмелев, 1996; Иванов, 1998; Савельева и др., 1999] (что подтверждено как обсуждавшимися выше «девонскими» и «каменноугольными» датировками [Bea et al., 2003; Пушкарев и др., 2003], так и К-Аг изохронным возрастом 350 и 3326 млн. лет из контактовых роговиков массива Кумба [Яковлева, 1990]), и возможно, даже позднее, в ходе ограниченного постколлизионного растяжения Урала в нижнем триасе [Иванов, 1998]; К-Аг датировка 244 млн. лет получена [Яковлева, 1990] в экзоконтакте массива Кумба.

Исследованные разрезы, описание коллекции образцов и проб, аналитическая техника и процедура

Аналитическая база данной работы основана на коллекции образцов и проб, собранной на пяти месторождениях горы Соловьевой (Госшахта – 28 проб, Крутой Лог – 3 пробы, Александровское – 25 проб, Сырковское – 11 проб, Дунитовое – 40 проб), а также по 5 структурным скважинам глубиной до 500 м (№ 7525-7529), 12 поисковым скважинам на участке Александровский, 4 поисковым скважинам на участке Дунитовый и 3 скважинам на участке Госшахта глубиной от 60 до 120 м каждая, а также в маршрутах по поверхности дунитового массива от пруда Верхний Мартьян до дер. Захарова и по Конгрессовской дороге до Соловьева Лога. Всего по Соловьевогорскому массиву отобрано, исследовано и проанализировано 245 проб. Часть полученных по ним результатов приведена в табл. 1-4. Коллекция по Каменнокозьвинскому массиву Кытлымского комплекса охватывает 8 проб по Бутыринскому палладиево-платиновому месторождению (шурф № 24 и рассечки из него) и продуктам обогащения этих руд, а также 6 проб по дунитам и хромитам других частей Каменно-Косьвинского массива (шурф № 4, каналы и обнажения). Большая часть полученных по ним результатов приведена в табл. 5. Все элементы платиновой группы (Pt, Pd, Rh, Ir, Os, Ru) определялись в лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и спектрофотометрическим методами. Хром и другие элементы определялись в этой же лаборатории рентгеноспектральным флуоресцентным методом на спектрометре СРМ-18. Часть проб для сопоставления результатов анализа на платиновые металлы проанализирована методом ICP-MS в Saclay CEA laboratory BRGM Франция (табл. 4). Из образцов руд с видимой платиной и без нее были изготовлены полированные шлифы, которые исследовались в отраженном свете с целью изучения морфологических особенностей и соотношения зерен платины, хромшпинелида и оливина и выбора объектов для последующего анализа всех сосуществующих минералов руд. Выбранные минеральные зерна исследовались методами рентгеноспектрального микроанализа на приборе JXA-5 в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 50 нА. Диаметр

зонда 3-5мкм. Рентгеновские линии L_a использовались для Pt, Pd, Rh, Ir, Ru, Au, Hg; K_a – для S, Cr, Fe, Ni, Cu, As; M_a – для Os. Учитывались поправки на наложение линий Ru-Rh, Ir-Cu, Ru-Pd. Чистые металлы использовались как стандарты для определения ЭПГ и Au, а также Cu,

Таблица 1

Содержание платиновых металлов в дунитах горы Соловьевой по данным опробования скважин структурного бурения №7529-7525

№ пп	№ пробы	Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	Cr ₂ O ₃	Инт. опр., м
		мг/т							
Скв. 7529									
1	1V76	45	6	< 5	< 10	10	6	0,50	3,0-4,0
2	2V76	33	3	< 5	< 10	18	30	0,50	15,0-16,0
3	3V76	44	6	< 5	< 10	6	6	0,65	37,0-38,0
4	4V76	51	2	< 5	< 10	10	6	0,45	52,5-53,5
5	5V76	36; 168	5	< 5	< 10	10	39	0,40	63,0-63,9
6	6V76	29	2	< 5	< 10	8	12	0,40	66,4-67,4
7	7V76	48	4	< 5	< 10	6	26	0,50	83,5-84,5
8	8V76	64; 320	5	< 5	< 10	12	18	0,60	98,0-99,0
9	9V76	39	5	< 5	< 10	12	31	0,45	117,0-118,0
10	10V76	61	3	< 5	< 10	21	18	0,65	120,0-121,0
11	11V76	40; 150	4	< 5	< 10	12	35	0,55	130,5-132,0
12	12V76	27	2	< 5	< 10	6	49	0,60	136,0-137,0
13	13V76	40	3	< 5	< 10	16	11	0,65	150,9-152,4
14	14V76	25; 110	4	< 5	< 10	9	7	0,55	185,0-186,5
15	15V76	31	6	< 5	< 10	8	< 6	0,70	201,8-204,0
16	16V76	24	3	< 5	< 10	12	7	0,70	225,5-227,0
17	17V76	40	6	< 5	< 10	17	12	0,70	253,0-254,5
18	18V76	30	5	< 5	< 10	< 6	6	0,55	255,5-257,0
19	19V76	17; 120	4	< 5	< 10	6	9	0,70	274,5-276,0
20	20V76	34	4	< 5	< 10	6	6	0,80	285,0-286,5
21	21V76	10	2	< 5	< 10	6	6	0,50	294,6-296,3
22	22V76	12	3	< 5	< 10	8	16	0,45	309,6-312,0
23	23V76	15	3	< 5	< 10	6	6	1,25	313,0-318,0
24	24V76	27	3	< 5	< 10	6	17	1,05	319,0-325,0
25	25V76	10	2	< 5	< 10	< 6	6	0,65	327,0-328,5
26	26V76	12	4	< 5	< 10	6	6	0,65	342,5-347,5
27	27V76	10; 100	7	< 5	< 10	6	13	1,45	355,0-357,0
28	28V76	10	3	< 5	< 10	10	30	0,85	384,0-387,3
29	29V76	10	4	< 5	< 10	< 6	7	0,60	387,5-389,3
30	30V76	< 10	3	< 5	< 10	< 6	< 6	0,70	389,3-392,0
31	31V76	10	2	< 5	< 10	< 6	< 6	0,85	403,0-404,0
32	32V76	8	3	< 5	< 10	< 6	< 6	0,55	409,5-411,7
33	33V76	10; 70	4	< 5	< 10	< 6	< 6	0,65	418,0-419,8
34	34V76	29	4	< 5	< 10	< 6	< 6	0,65	433,0-435,0
35	35V76	18	4	< 5	< 10	< 6	10	0,75	451,5-453,0
Скв. 7525									
36	504V83	26	5	< 5	< 10	8	6		20,0-25,0
Скв. 7526									
37	503V83	30	3	< 5	< 10	10	12		15,0-20,0
Скв. 7527									
38	502V83	22	5	< 5	< 10	7	11		20,0-25,0
Скв. 7528									
39	501V83	35	8	< 5	< 10	10	8		15,0-25,0

Примечание. Анализы на ЭПГ выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и спектрофотометрическим методами по аттестованным и сертифицированным методикам с чувствительностью: Pt – 10 мг/т, Pd – 2 мг/т, Rh – 5 мг/т, Ir – 10 мг/т, Ru – 6 мг/т, Os – 6 мг/т. (Аналитики И.И. Неустроева, Ю.П. Любимцева, О.А. Березикова).

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Таблица 2

Содержание платиновых металлов в хромит-платиновых рудах и дунитах месторождения «Дунитовое» (Новый Соловьевогорский карьер)

№ пп	№ пробы	Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	Инт. опроб., м
		Содержание, мг/г						
1	29V97	47	3	< 5	< 10	10	< 6	–
2	42V98	16	5	< 5	< 10	< 6	20	–
3	43V98	2700; 4850	21; 90	5; 20	10; 20	60; 110	13; 20	–
4	43V98 с-т	20000; 50000	190; 370	30; 170	330; 1660	340; 2000	186; 420	–
5	66V99	5630; 9720	20; 26	5; 10	10; 25	22; 230	10; 70	–
6	66V99 с-т	30000	1000	900	1100	380; 660	60; 140	–
7	67V99	1540; 3850	64; 40	5; 10	<10; 10	< 6; 6	< 6; < 6	–
8	69V99	2980	90	35	40	<6	<6	–
9	210V99	6930; 3800	10; 20	10; 5	47; 10	100	100	–
10	211V99	6500; 1630	40; 24	10; 5	30; 20	50; 36	30; 30	–
11	212V99	570; 1720	13; 18	5; 5	< 10; 10	< 6	< 6	–
Скважина V-1								
12	150V20	60	7	5	< 10	20	33	4,0
13	164V20	1700	14	5	10	10	14	4,0-4,5
14	151V20	10	5	< 5	< 10	10	17	8,0
15	165V20	120	38	5	< 10	< 6	< 6	24,5-25,5
16	166V20	40	10	< 5	< 10	< 6	< 6	45,0-46,0
Скважина V-2								
17	167V20	110	50	< 5	< 10	15	20	15,0-16,5
18	155V20	< 10	20	< 5	< 10	< 6	< 6	49,5
Скважина V-3								
19	156V20	20	6	5	< 10	< 6	< 6	19,5
20	157V20	160	12	5	< 10	20	28	38,5
21	168V20	1500	80	5	< 10	10	10	38,5-39,0
22	158V20	135	21	5	< 10	< 6	< 6	48,6
Скважина V-4								
23	159V20	180	12	5	10	< 6	< 6	2,1
24	160V20	330	57	< 5	< 10	< 6	< 6	6,3
25	161V20	580	23	< 5	10	10	13	24,4
26	169V20	1300	25	5	10	10	13	33,8-34,3
27	170V20	70	10	< 5	< 10	< 6	< 6	49,0-49,8

Примечание. Анализы на ЭПГ выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и спектрофотометрическим методами по аттестованным и сертифицированным методикам с чувствительностью: Pt – 10 мг/г, Pd – 2 мг/г, Rh – 5 мг/г, Ir – 10 мг/г, Ru – 6 мг/г, Os – 6 мг/г. (Аналитики И.И. Неустрова, Ю.П. Любимцева, О.А. Березикова).

Ni и Co. Природный хромшпинелид для определения Cr, синтетические фазы HgTe, GaAs, FeS₂ и CuFeS₂ для определения Hg, As, S, Fe, Cu. Общее содержание железа в мелких включениях платины в хромшпинелиде было исправлено на эффект флюоресценции. Для основных платиновых минералов руд проведены рентгено-структурные исследования и выполнен расчет параметров ячейки. Аппарат УРС-55, камера РКД-57,3; излучение Fe_{K α + β} . Исследования проводились в Институте геологии и геохимии УрО РАН и Уральском государственном горном университете (г. Екатеринбург).

Распределение платиновых металлов в различных типах горных пород и руд. Выделение негативных и позитивных аномалий по платине в дунитах Нижнетагильского массива

Самый крупный в пределах Платиноносного пояса Урала Нижнетагильский дунитовый массив относится к его южному сегменту, входя в состав крупнейшего Тагило-Баранчинского мафит-ультрамафитового комплекса (рис. 1 (9, 10)). Массив имеет форму зонального купола общей площадью 47,5 км² и сложен почти

Распределение платины, палладия и золота в пределах негативной аномалии, вскрытой скв. G6 (район Госшахты)

№ пп	№ пробы	Интервал опробования, м	Содержание, мг/т		
			Pt	Pd	Au
1	6/1	11,5-12,5	15	< 10	< 10
2	5B99	12,0-13,0	13	3	< 10
3	6/2	16,7-17,8	30	< 10	< 10
4	6B99	22,3-24,9	10	5	25
5	7B99	28,0-28,5	35	6	44
6	6/3	28,0-29,0	15	< 10	< 10
7	8B99	38,2-40,0	22	5	10
8	9B99	40,0-40,5	33	74	50
9	6/4	40,1-41,5	10	< 10	< 10
10	6/5	41,5-42,5	< 10	< 10	< 10
11	6/6	42,5-43,5	25	10	< 10
12	10B99	42,7-47,5	19	168	72
13	6/7	46,5-47,5	15	< 10	< 10
14	11B99	52,0-52,6	8	12	60
15	6/8	52,5-53,5	35	< 10	< 10
16	6/9	53,5-54,5	35	20	< 10
17	12B99	110,0-110,5	8	3	< 10
18	6/10	115,5-117,0	20	< 10	< 10
19	6/11	117,0-118,5	20	< 10	< 10
20	13B99	116,5-120,5	9	3	10

Примечание. Анализы проб 5B99-13B99 выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным методом (аналитики И.И. Неустроева, Ю.П. Любимцева); анализы проб 6/1-6/11 выполнены в лаборатории Gold Lab (ЮАР).

на две трети дунитами, в различной степени серпентинизированными, а также оливиновыми и мономинеральными клинопироксенитами, верлитами и тылаитами. Центральная часть массива представляет собой каплевидное тело дунитов площадью 27,5 км². По результатам структурного бурения и геолого-геофизическим данным, на глубине массив имеет клиновидную форму с более пологими (55-65°) углами падения на восток западного контакта и более крутыми (75-80°) – на запад восточного контакта. В западном обрамлении массива развиты терригенно-вулканогенные и терригенно-карбонатные породы Pz₁₋₂. На западе – это порфириитоиды и зеленые сланцы, превращенные в амфиболиты и кытлымиты, а также углистые сланцы и известняки. На востоке и на юге – кытлымиты по вулканогенно-терригенному субстрату.

Распространено мнение, что платина присутствует в дунитовых массивах Платиноносного пояса чуть ли не повсеместно, ассоциируя как с аксессуарной вкрапленностью, так и с гнездами, шширами и жилками хромшпинели-

да, и что все массивы дунита вообще должны рассматриваться как сплошные коренные месторождения платины [Высоцкий, 1923, С. 169-170, и др.]. Однако исчерпывающий анализ накопленной за 100 последних лет информации о содержании платины в дунитах Соловьевогорского массива (табл. 6) указывает на крайне неравномерное ее распределение при вариации содержаний от следовых (менее и около 5 мг/т) до повышенных (50-100 мг/т) и высоких (500-2000 мг/т и более). Последнее в полной мере относится и к распределению платины в гнездах, шширах и жилах хромита в дунитах. Н.К. Высоцкий [1923, С. 190] также указывал: «*что касается условий залегания вышеуказанных обогащенных платиной мест в массивах дунита вообще, то оно не является, по видимому, подчиненной какой-либо закономерности, или вернее, последняя остается еще не разгаданной*». Выполненные в последние десятилетия исследования внесли определенную ясность в данный вопрос [Волченко, 1986; Волченко и др., 1994, 1998, 2000, и др.]. Для дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовой ассо-

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

циации, формирующей массивы собственно Платиноносного пояса Урала, установлена однотипная сквозная геохимическая специализация на платину при следующем устойчивом ряде убывания содержания благородных метал-

лов: платина, тугоплавкие ЭПГ (рутений, иридий, осмий), родий, палладий, золото. Выявлено закономерное возрастание средних содержания платины от тылаитов и троктолитов к оливиновым клинопироксенитам и, далее, к верли-

Таблица 4
Сравнительные результаты анализа проб на ЭПГ и Cr₂O₃ по опорным маршрутам 2001 года

№ пробы	ИГГ УрО РАН х/с метод						Геологическое Бюро Франции ICP-MS					
	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru	Cr ₂ O ₃	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru	Cr ₂ O ₃
	мг/т					мас. %	мг/т					мас. %
Дунитовый участок												
1VA	47	5	6	< 10	< 6	0,44	31	< 2,2	1,7	0,9	< 1,9	0,51
2VA	10	7	6	< 10	< 6	0,37	0,3	< 2,2	0,85	0,5	< 1,9	0,31
3VA-1	20	6	4	< 10	< 6	0,28	–	–	–	–	–	–
3VA-2	1950	9	6	20	16	16,90	–	–	–	–	–	–
4VA	60	8	6	< 10	< 6	1,11	1,4	6,3	3,7	3,5	3,2	2,18
5VA	10	4,5	< 5	< 10	< 6	0,46	1,0	< 2,2	1,5	0,8	< 1,9	0,51
6VA	24	7	< 5	< 10	10	4,51	2,1	< 2,2	6,5	9,4	46	8,68
7VA-1	80	6	< 5	< 10	8	0,38	11	< 2,2	1,3	1,0	< 1,9	0,31
7VA-2	560	10	5	< 10	9	–	–	–	–	–	–	–
8VA	70	9	6	< 10	< 6	0,43	0,4	< 2,2	1,2	0,7	< 1,9	0,45
9VA	10	4	< 5	< 10	< 6	0,36	0,4	< 2,2	0,99	0,6	< 1,9	0,34
10VA	8	4	5	< 10	< 6	0,39	1	< 2,2	0,97	0,4	< 1,9	0,34
11VA	48	6	5	< 10	16	0,52	98	< 2,2	2,4	0,7	2,3	0,48
12VA	700	10	8	10	8	3,70	–	–	–	–	–	–
13VA	730	11	10	12	8	2,6	–	–	–	–	–	–
13DVA	–	–	–	–	–	–	2,4	< 2,2	1,6	1,2	4,5	0,50
14VA	1800	10	6	< 10	8	2,30	–	–	–	–	–	–
15VA	1700	14	10	30	15	2,30	3248	12	34	114	13	7,06
16VA	14	3	5	< 10	9	0,47	14	< 2,2	1,5	1,0	< 1,9	0,53
17VA	67	10	5	< 10;	< 6	0,35	35	< 2,2	1,1	1,1	< 1,9	0,25
Сырковский участок												
Sir Cr 37B97	141	8	15	120	19	–	164	< 2,2	63	209	56	48,54
53B97 18AVA	1200	12	10	80	11	7,42	–	–	–	–	–	–
27B98 18DVA	1300	10	< 5	10	19	–	3057	18	82	160	30	32,16
25B97 18BVA	120	3	5	< 10	< 6	–	0,4	< 2,2	0,68	0,3	< 1,9	0,26
Александровский участок												
74B01 НТ-4	175	2	5	10	6	–	40	< 2,2	14	20	9,8	9,77
75B01 НТ-5	24	9	5	< 10	6	–	96	< 2,2	20	32	15	12,15
76B01 НТ-6	650	6	5	12	6	–	–	–	–	–	–	–
21VA	42	8	< 5	< 10	6	0,18	13	< 2,2	0,94	0,2	< 1,9	0,19
Вересовый Бор												
103B01 КС-29	338	3	< 5	< 10	< 6	–	63	6,9	3,2	2,9	< 1,9	0,98
104B01 КС-30	3700	60	15	30	6	–	7902	55	128	115	67	25,73
Светлый Бор												
101B01 КС-25	38	5	< 5	< 10	< 6	–	–	–	–	–	–	–
102B01 КС-27	225	21	< 5	10	< 6	–	–	–	–	–	–	–
пос. Уралец (сечение вдоль дороги около дома)												
83B01 НТ-15	25	5	< 5	< 10	< 6	–	5,7	< 2,2	0,66	0,2	< 1,9	0,14

Примечание. Анализы на ЭПГ выполнены в Платиновой группе ИГГ УрО РАН химико-спектральным и спектрофотометрическим методами по аттестованным и сертифицированным методикам с чувствительностью: Pt – 10 мг/т, Pd – 2 мг/т, Rh – 5 мг/т, Ir – 10 мг/т, Ru – 6 мг/т. (Аналитики И.И. Неустроева, Ю.П. Любимцева, О.А. Березикова).

Содержание платиновых металлов в платинометалльных рудах и горных породах Бутыринского рудопроявления массива Косьвинский Камень

№ пп	№ проб	Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	Примечание
		Содержание, мг/т						
1	120V83	2700	48	10	35	50	40	Шахта №4, рудный штабель
2	121V83	6500	3200	5	45			Шурф №24, рудный штабель
3	122V83	38	3	< 5	< 10			Дуниты
4	125V83	170	10	< 5	< 10			Дуниты
5	127V83	33	3	< 5	< 10	< 6	< 6	Дуниты
6	В-1	1540	1180	15	60	35	15	Крупнообъемная проба руд из шурфа №24

Примечание. Анализы на ЭПГ выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и спектрофотометрическим методами по аттестованным и сертифицированным методикам с чувствительностью: Pt – 10 мг/т, Pd – 2 мг/т, Rh – 5 мг/т, Ir – 10 мг/т, Ru – 6 мг/т, Os – 6 мг/т. (Аналитики И.И. Неустроева, Ю.П. Любимцева, О.А. Березикова).

там и дунитам – от 5-10 до 20-30 и 50-70 мг/т, соответственно. Геохимическое распределение платины и платиноидов в дунитах контролируется параметрами их состава и положением в разрезе дунитовых тел. Так, для наиболее изученного массива, горы Соловьевой впервые установлены количественные соотношения содержания платины (и суммы ЭПГ) с параметрами химического состава дунитов и слагающих их минералов (рис. 4): в дунитах западной, северной и восточной частей этого массива, практически не затронутых процессами хромит-платинового рудообразования (ординарных, фоновых дунитах), содержания платины связаны прямой зависимостью с железистостью оливина (дунита) и обратной с количест-

вом хромшпинелида (содержанием хрома в дунитах). При возрастании железистости от 6-7 до 10-12 мол. %, содержание платины и суммы платиноидов увеличивается от 5-10 до 50-70 мг/т и в дальнейшем не растет. Параллельно содержание хрома в этих дунитах уменьшается от 2-1,5 до 0,5-0,3 мас. % и появляются мелкие сегрегационные шлирки и полоски хромшпинелида. В исследованных дунитах (поверхность массива, карьеры, скважины, включая структурную скважину 7529 – дублер знаменитой структурной скважины № 1) размеры зерен сосуществующих оливина и хромшпинелида, как и степень ранней серпентинизации дунитов, ощутимого влияния на распределение платиновых металлов не оказывают (рис. 4). По-

Таблица 6

Содержание платины в дунитах Нижнетагильского массива (гора Соловьева)

№ пп	Авторы, год	Оценка
1	Конради С.А., 1907	9-92 (27)
2	Высоцкий Н.К., 1913	0-1247 (318)
3	Высоцкий Н.К., 1923	3-95 (70)
4	Дюпарк Л., 1920	55
5	Бетехтин А.Г., 1924, 1927	10-800 (200)
6	Заварицкий А.Н., 1928	20
7	Обручев В.А., 1929	27-90
8	Кашин С.А., Маханов С.А., 1949-1956	10-2000 (279-500)
9	Юшко-Захарова О.Е., 1970, 1975	30-110
10	Фоминых В.Г., Хвостова В.П., 1970	93
11	Srocket G.H., 1979	82
12	Лазаренков В.Г., Иванов О.К., 1994	400-500
13	Иванов О.К., 1996	0-2000; 11,6-73,2 (39,4)
14	Гарутти Д., Ферштатер Г.Б. и др., 1997	24
15	Волченко Ю.А., Неустроева И.И., 1985-1998	3-60

Примечание. Цифры в скобках – средние оценки по авторам.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

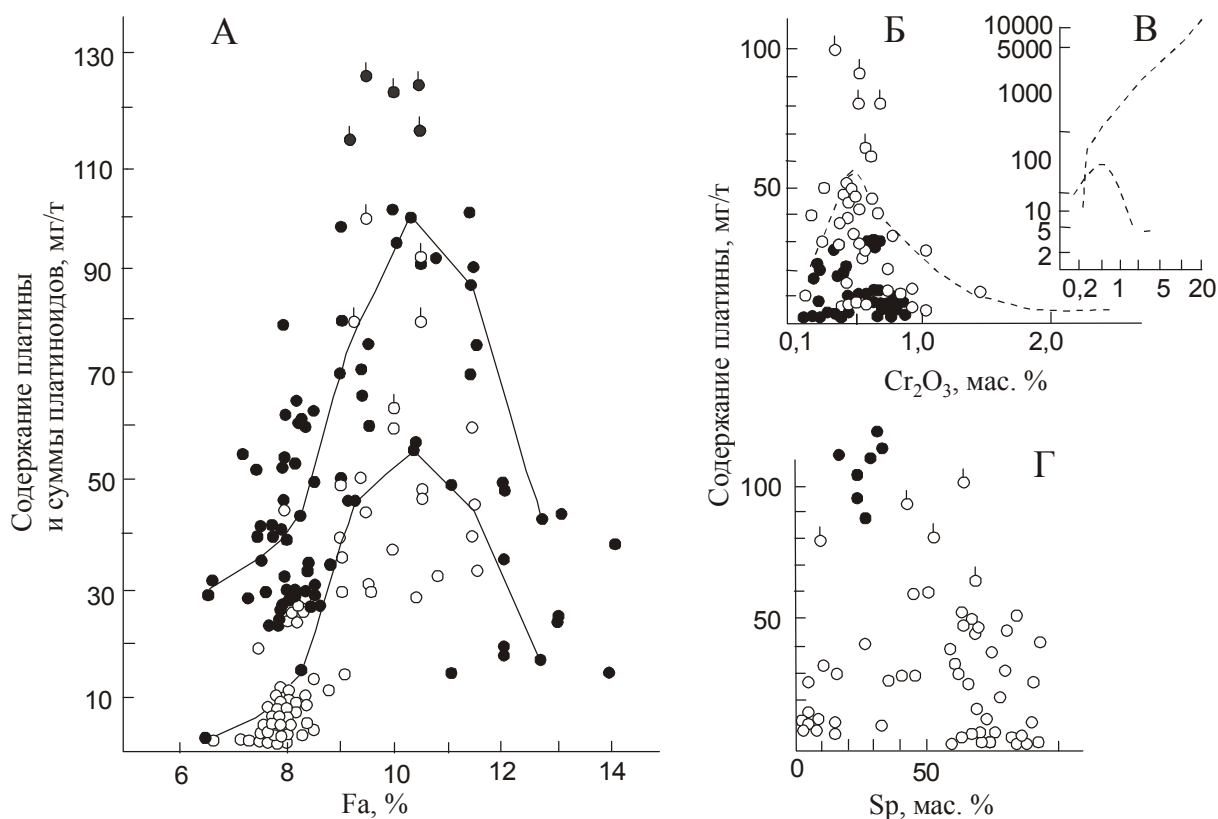


Рис. 4. Распределение платины (и суммы платиновых металлов) в мг/т в различных типах дунитов горы Соловьевой (Нижнетагильский массив).

А – распределение платины (полые кружки) и суммы ЭПГ (черные кружки) в зависимости от железистости оливина (на основе анализа 79 проб). Б – распределение платины в зависимости от содержания хрома в фоновых дунитах. В – то же самое в эпигенетических платиновых рудах. Г – распределение платины в дунитах с различной степенью серпентинизации (от 0 до 90 % Sp).

давливающая часть дунитов горы Соловьевой представляет собой пластично деформированные и высокотемпературно перекристаллизованные бластомилониты с разнообразными микроструктурами, подчеркивающими проявление вертикальной зональности в теле дунитового массива [Бетхер, Волченко, 1996; Шмелев, Десятова, 2002]. Среди наиболее интенсивно деформированных дунитов с мозаичной микроструктурой выделяются участки неоднородного строения, обусловленного наличием тонких (1-5-10 мм) полос, обогащенных хромшпинелидами, а также мелких хромитовых гнезд и шпиров сегрегационного происхождения, несущих следы пластических деформаций и, как правило, содержащих весьма малые количества платины – от 10-50 до 100 мг/т. Среди основной массы ординарных дунитов с закономерными вариациями геохимического поля по платине и ряду петрогенных элементов на многих участках исследованного массива (Госшахта, Дунитовый, Александровский, Сырковский и др.)

впервые выявлены парные (негативные и позитивные) геохимические аномалии по платине, определяющие реально существующую мегазональность дунитового тела [Волченко, 1999; Волченко и др., 2000]. Выясняется, что все крупные хромит-платиновые концентрации и сопряженные негативные ореолы связаны с узлами и зонами хрупких деформаций, а в целом структурный план Соловьевогорского платиноворудного поля аппроксимируется планом постпластических хрупких деформаций массива.

Негативная платиновая аномалия, связанная с крупнейшим рудным телом месторождения Госшахта (рис. 5), вскрыта и пересечена наклонной скважиной G-6 глубиной 120,5 м, заложеной в 50 м к западу от шахты № 3 (503), а также опытным карьером в пятидесяти метрах к востоку от Госшахты. Из этого карьера (размером 50 × 10 м и глубиной 5-6 метров) была извлечена горная масса в количестве 7000 т, полностью поступившая на обогащение. Пунктирное опробование керна скважины G-6 (20

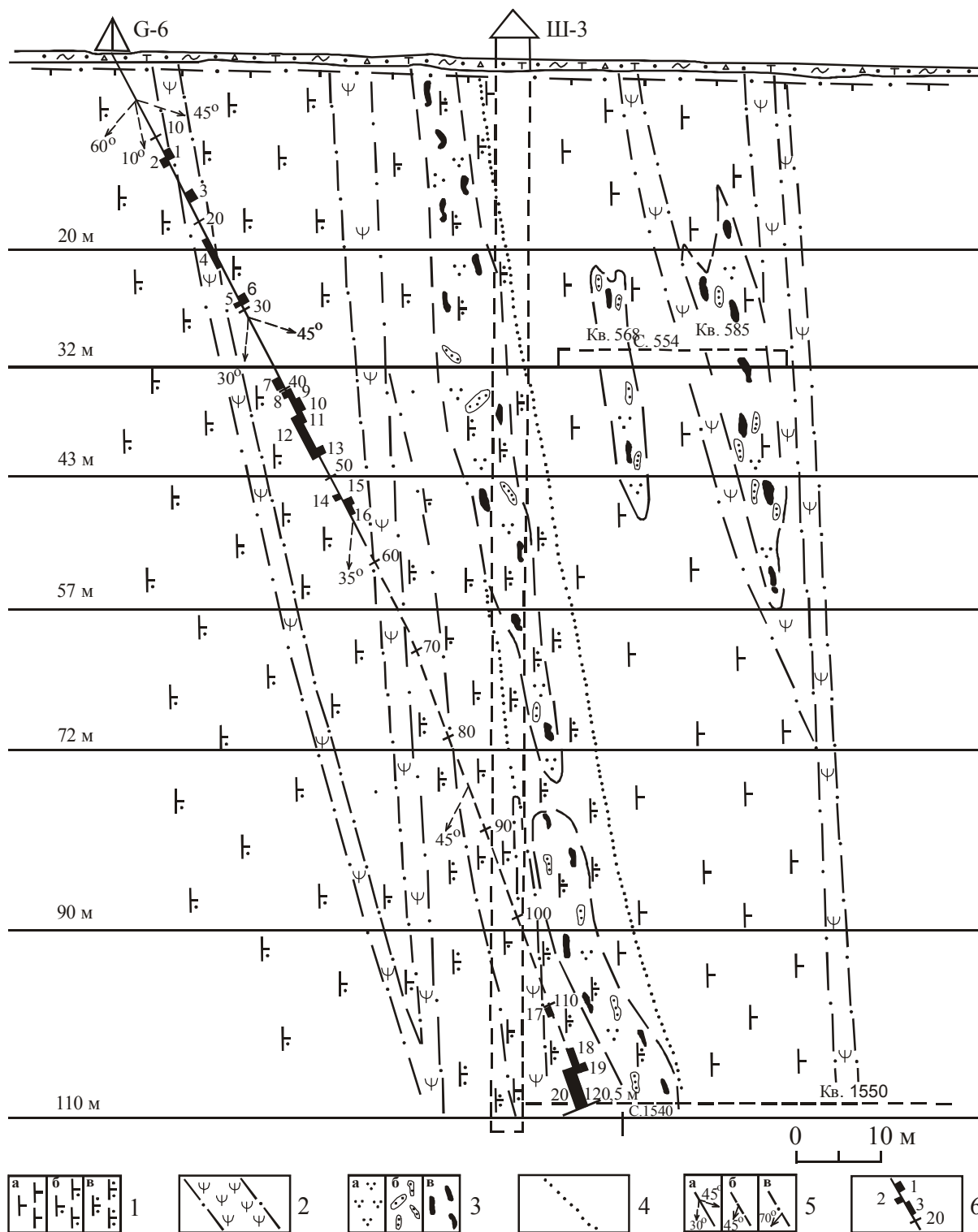
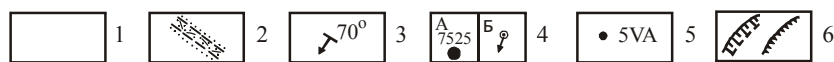
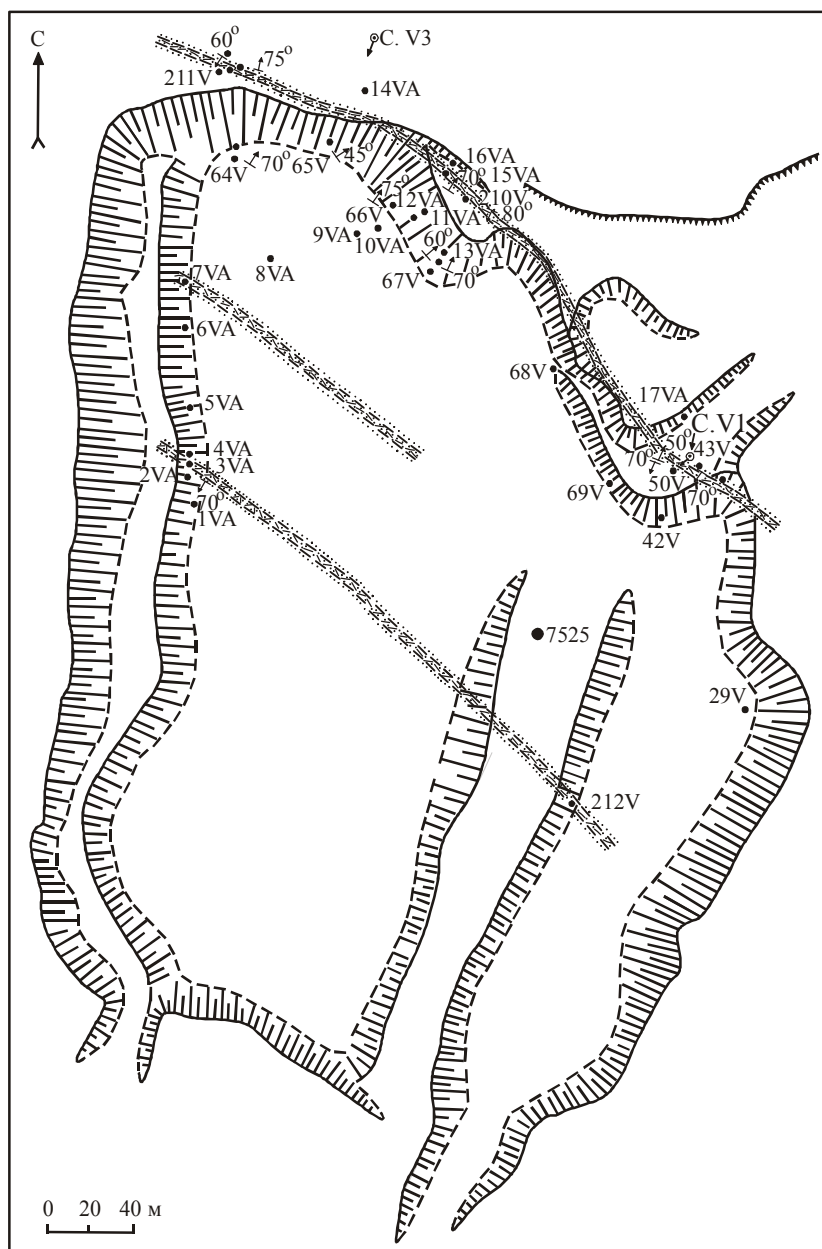


Рис. 5. Геологический разрез участка Госшахта (III-3, 501). Положение трубообразного рудного тела и негативного геохимического ореола по платине, вскрытого Госшахтой и наклонной скважиной G-6.

1 – дуниты: а – слабо (< 50 %) серпентинизированные, б – средне (50-70 %) серпентинизированные, в – сильно (> 70 %) серпентинизированные; 2 – тектонические зоны, сложенные аподунитовыми серпентинитами темносерого и черного цвета; 3 – столбо- и трубообразные платиноносные тела с повышенным содержанием хромшпинелида в виде: а – вкрапленности, б – гнезд, в – сближенных ветвистых прожилков; 4 – геологические границы; 5 – ориентировка элементов залегания по отношению к оси керна: а – структур деформации с ориентированным расположением минералов, б – контактов, в – тектонических нарушений; 6 – места отбора керновых проб (результаты в табл. 3).

Рис. 6. Схематическая карта участка Дунитовый с положением новых платиноворудных зон с хромит-платиновым оруденением дунитового подтипа.

1 – дуниты; 2 – платиноворудные зоны с минерализацией дунитового подтипа; 3 – элементы залегания рудных зон и жил; 4 – скважины и их номера: А – структурные, Б – поисковые; 5 – места отбора проб и их номера; 6 – контуры Соловьевогорского дунитового карьера.



проб) показало отсутствие значимого градиента концентраций по направлению к рудному телу и дало среднее содержание в 18 мг/т при изменении значений по отдельным пробам от 5 до 35 мг/т (табл. 3). Результаты анализа горной массы из опытного карьера, а также продуктов ее обогащения, дали средневзвешенное содержание менее 10 мг/т. По данным проведенного совместно с компанией «Евразия Майнинг» опробования негативных ореолов на участке Александровский, вскрытых скважинами А1-А12, 75-85 % проб оказались «пустыми» с содержанием менее и около 10 мг/т, а отдельные выбросы, обуславливающие их неоднородность и пятнистость, соответствуют фоновым содержаниям платины в 30-50 мг/т (данные по 5 скважинам, пройденным по периметру рудного узла № 80, вскрытого Александровским карьером, 166 проб). Выявленная на участке Дунитовый новая платиноворудная зона находится в прифронтальной части крупного негативного геохимического ореола, находящегося в северной части нового Соловьевогорского дунитового карьера (рис. 6). По данным опробования (пробы 8-11VA, 29V, 42V; скв. 7525), содержание платины в негативной аномалии изменяется от сле-

дов (менее 10 мг/т) до 50 мг/т. В целом, рассмотренные негативные платиновые аномалии имеют сложную морфологию, неоднородный пятнистый характер и сложены катаклазированными и милонитизированными мелко-тонкозернистыми дунитами.

Размеры аномалий, по данным изучения карьеров и скважин, изменяются по ширине от 30-50 до 100 м и более, по падению они прослежены до глубины более 100 м. В пределах негативных геохимических аномалий установлено резкое (в 5-50 раз) падение содержаний платины, по сравнению с ординарными, фоновыми количествами, до следов и содержаний в

5-20 мг/т, при ощутимом снижении железисто-сти оливина – до 6-7,5 мол. %. Впервые установленная для платиноносных дунитовых массивов мегазональность: ординарный фоновый дунит–негативная геохимическая аномалия–

позитивная геохимическая аномалия (хромит-платиновое рудное тело), дополняется сложным строением (микрizonaльностью) позитивных аномалий отдельных рудных тел. Намечается отчетливая латеральная зональность в про-

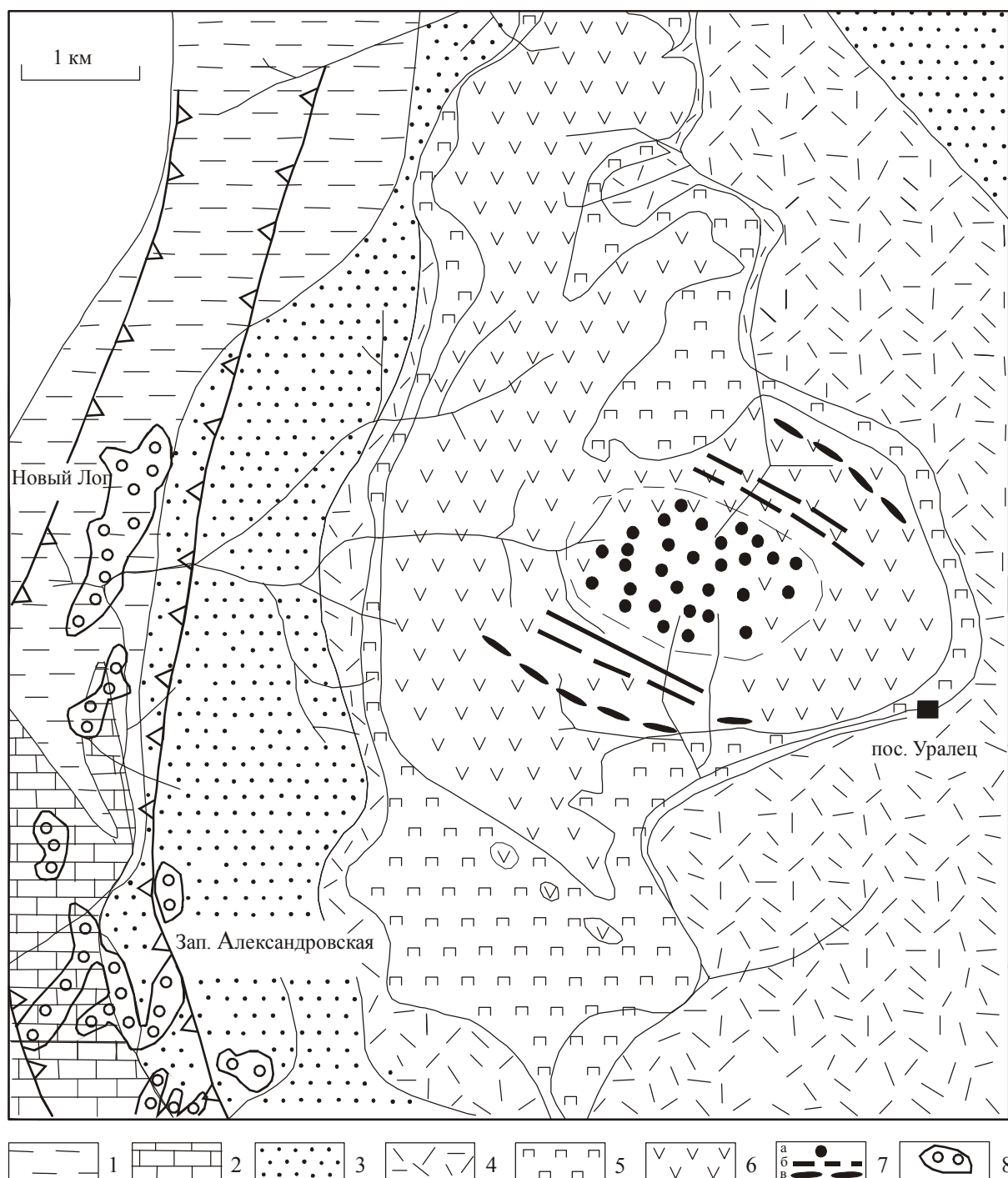


Рис. 7. Геолого-структурная схема, характеризующая положение различных подтипов хромит-платиновых руд уральского типа в зональных комплексах Платиноносного пояса Урала на примере Соловьёвогорского массива.

1 – кристаллические сланцы; 2 – известняки с прослоями сланцев; 3 – вулканогенно-осадочные породы; 4 – метавулканыты и габбро; 5 – клинопироксениты; 6 – дуниты; 7 – платиновые коренные месторождения и проявления; 8 – платиновые россыпи древних долин.

странственном размещении относительно разновозрастных и контрастных по своим структурно-морфологическим и вещественным особенностям подтипов хромит-платинового оруденения (рис. 7). Для центральных частей массива горы Соловьевой характерны относительно более ранние и богатые руды, формирующие разобщенные и небольшие по размерам гнездообразные и трубообразные хромит-платиновые рудные тела, содержащие от 5-10 до 50-100 г/т и более платины. Для юго-западной и западной частей массива типичны более поздние и менее богатые линейные пунктирные и непрерывные линейные зоны хромит-платиновых руд, содержащие от 0,5-5 до 10-50 г/т платины. Наконец, в приконтактных с клинопироксенитами частях дунитовых массивов находятся небольшие тела платиноносных и палладиеносных пироксенит-пегматитов с хромитаномангнетитовым оруденением, содержащие от 1 до 20-30 г/т платины и палладия. Переход от позитивных аномалий по платине (собственно платиновых руд) к негативным ореолам происходит резко, ступенчато на очень небольших интервалах с падением содержаний платины в 100-1000 раз.

Исследования выполнены в рамках программы ОНЗ РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы», при частичной поддержке РФФИ (грант 06-05-64133) и программы «Ведущие научные школы» (НШ-4210.2006.5). Исследования были также поддержаны Европейским Союзом через проект INCO Copernicus (MinUrals no ICA2-CT-2000-10011).

Список литературы

- Батанова В.Г., Астраханцев О.В. Тектоническая позиция и генезис зональных мафит-ультрамафитовых комплексов севера Олюторской зоны (Корякия) // Геотектоника. 1992. № 2. С. 87-103.
- Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М., Л.: АН СССР, Ломоносовский ин-т, 1935. 148 с.
- Бетхер О.В., Волченко Ю.А. Петроструктуры оливина в дунитах Нижне-Тагильского и Инаглинского массивов. Магматизм и геодинамика Сибири. Тез. докл. Томск, 1996. С. 48-49.
- Вахрушева Н.В., Иванов К.С., Ерохин Ю.В. и др. Распределение РЗЭ в ультрамафитах и рудообразующих хромовых шпинелях Войкаро-Сыньинского массива // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Мат-лы междунар. науч. конф. «XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 92-95.
- Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала // Петрология и рудообразование. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 56-63.
- Волченко Ю.А. Платиновое оруденение Нижнетагильского массива (Коренные проявления и россыпи). Путеводитель экскурсии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 26 с.
- Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Новые и перспективные типы платинометаллогенного оруденения Урала // Геология и металлогения Урала. Кн. 1. Екатеринбург: МПР РФ, ОАО УГЭСЭ, 1998. С. 238-255.
- Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Платина Урала. Платинометаллогенное оруденение и перспективы его освоения // Горный журнал (Уральское горное обозрение). Изв. ВУЗов № 2 (6). Екатеринбург, 1994. С. 62-85.
- Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Типы платинометаллогенного оруденения и их генетическая сущность // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург: Уралгеолком, 1995. С. 38-55.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Платина в дунитовых массивах Платиноносного пояса Урала: критерии коренной и россыпной платиноносности // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 25-37.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. Платиноидное оруденение основных геодинамических режимов развития уральского подвижного пояса // Ежегодник-1992. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. С. 89-92.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Иванов К.С. Геолого-структурная позиция хромит-платиновых руд уральского типа в зональных комплексах Платиноносного пояса Урала // XI Междунар. конф. «Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере». Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2005. С. 52-54.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И. и др. Новые платиноворудные зоны горы Соловьевой (Нижнетагильский массив) – строение, состав, происхождение // Ежегодник-1999, Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 176-183.
- Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: ИГЕМ АН СССР, 1962. 319 с.
- Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Тр. Геолкома. Нов. сер. Вып. 62. СПб., 1913. 694 с.
- Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Ч. 2-3. Вып. 11. Петроград: КЕПС, 1923. С. 111-341.
- Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Ч. 4. Вып. 11. Петроград: КЕПС., 1925. С. 347-692.
- Гурская Л.И., Смелова Л.В., Колбанцев Л.Р. и др.

- др. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. СПб: ВСЕГИ, МПР РФ, 2004. 305 с.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 13. М.: Недра, 1967. 334 с.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И.* Тектоника платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры // Геотектоника. 1993. № 3. С.34-46.
- Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С. и др.* Новые U-Pb данные по цирконам плагиогранитов Кытлымского массива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 4. С. 512-516.
- Заварицкий А.Н.* Отчет об исследованиях в платиноносном районе Нижне-Тагильского округа. Записки Горного института. СПб., 1909. Т. 2. Вып. 3. С. 189-212.
- Заварицкий А.Н.* Коренные месторождения платины на Урале. Мат-лы по общей и прикладной геологии. Вып. 108. Л.: Геолком, 1928. 56 с.
- Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др.* Платинородное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, МПР РФ, 2001. 198 с.
- Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6-0,2 GA) и строение Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
- Иванов К.С.* Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 2. С. 231-235.
- Иванов К.С., Аникина Е.В., Ефимов А.А. и др.* Платиноносный пояс Урала (путеводитель). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 96 с.
- Иванов К.С., Винничук Н.Н.* Геологическая природа уральского гравитационного супермаксимума // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 5. С. 654-657.
- Иванов К.С., Карстен Л.А., Малюски Г.* Первые сведения о возрасте субдукционного (эклогит-глаукофанового) метаморфизма на Приполярном Урале // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Сб. докл. Междунар. науч. конф. «V Чтения А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000а. С.121-128.
- Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В.* Тектоника и магматизм коллизионной стадии (на примере Среднего Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000б. 133 с.
- Иванов К.С., Шмелев В.Р.* Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 649-652.
- Иванов О.К.* Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.
- Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург: Уральский госуниверситет, 1997. 488 с.
- Иванов О.К., Калеганов Б.А.* Новые данные о K-Ar возрасте ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 6. С. 720-724.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.* Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Каретин Ю.С.* Об ультрамагнезиальных эффузивных аналогах тылаитов Тагильского прогиба // Докл. АН СССР. 1975. Т. 200. № 1. С. 201-204.
- Каретин Ю.С., Иванов К.С.* Новые данные о РЗЭ в вулканических формациях района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 31-35.
- Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П.* Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распространения коренной платины. Тр. НИГРИ золота. М., 1956. 113 с.
- Кузнецов Е.А.* Геология зеленосланцевых поясов восточного склона Среднего Урала. М.: Изд. АН СССР, 1939. 232 с.
- Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л. и др.* Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения, геодинамика. Мат-лы Междунар. конф. «XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 110-113.
- Малахов И.А., Золоев К.К.* Платинородное оруденение в Нижнетагильском зональном массиве и проблема геодинамики его формирования // Тез. докл. I Всерос. металлоген. совещ. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С. 256-260.
- Петров Г.А., Пучков В.Н.* Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25-37.
- Перевозчиков Б.В.* Некоторые проблемные вопросы геологического строения района бурения Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4) // Уральская сверхглубокая скважина (интервал 0-4008 м). Ярославль: Недра, 1992. С. 154-158.
- Попов В.С.* Геологические обстановки формирования дунит-клинопироксенитовых ассоциаций: общие и специфические черты // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Мат-лы Междунар. конф. «XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 44-48.
- Пирс Дж.А., Линнард С.Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое положение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134-165.
- Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. и др.* Изотопный Rb-Sr возраст псевдолейцитовых тылаитов Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН. 2003. Т. 388. № 3. С. 373-378.
- Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р. и др.* Sr-Nd изотопная геохимия и Sm-Nd возраст Платиноносного пояса Урала // Основные проблемы в уче-

нии о магматогенных рудных месторождениях. Тез. докл. Междун. симпоз. М.: ИГЕМ, 1997. С. 300-301.

Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р. и др. Sm-Nd изотопное датирование габбро-норита Кумбинского массива: Платиноносный пояс Урала // Матлы совещ. «Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза». СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. С. 424-426.

Савельева Г.Н., Перцев А.Н., Астраханцев О.В. и др. Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале // Геотектоника. 1999. № 2. С. 36-60.

Савельева Г.Н., Шишкин М.А., Ларионов А.Н. и др. Тектономагматические события позднего венда в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования цирконов из хромитов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Мат-лы Междун. конф. «XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 160-164.

Соколов В.Б. О глубинном строении массивов Платиноносного пояса Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 73-79.

Федоров Е.С. Геологические исследования в Северном Урале в 1884-1886 гг. // Горный журнал. 1889. Т. 2. № 4. С. 81-147; № 5-6. С. 307-383.

Феритатер Г.Б. Дунит-клинопироксенит-габбровая формация Платиноносного пояса Урала: позднеордовикская субплатформенная вулканоплутоническая ассоциация // Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1989. С. 55-64.

Феритатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Нефелинсодержажие тылаиты в дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 74-84.

Фоминых В.Г., Волченко Ю.А., Нечухин В.М. и др. Титаномагнетитовые системы // Главные рудные и геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990. С. 79-96.

Шалагинов В.В., Стефановский В.В. Легенда Среднеуральской серии Государственной геологи-

ческой карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Екатеринбург, 1998. 156 с.

Шмелев В.Р. Магматические комплексы зоны Главного Уральского глубинного разлома (приполярный сегмент) в свете новых геохимических данных // Литосфера. 2005. № 2. С. 41-59.

Шмелев В.Р., Десятова С.С. Закономерности преимущественной ориентации оливина в дунитах Нижнетагильского платиноносного массива // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 150-154.

Шмелев В.Р., Седлер И., Борз Г. Петролого-геохимические особенности пород Тагильского Платиноносного массива // Ежегодник-1996. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 89-92.

Яковлева О.М. Новые радиогеологические данные о возрасте метаморфизма пород Западно-Тагильской зоны Северного Урала // Ежегодник-1989. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1990. С. 72-73.

Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunitе zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2003. V. 3. P. 407-412.

Bosh D., Krasnobayev A.A., Efimov A.A. et al. Early silurian ages for the gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from Urals Platinum belt // EUG 9 Scientific conference. Strassburg, France, 1997. P. 122.

Burns L.E. The Borger Range ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: Cumulative fractionates of island-arc volcanics // Canadian J. Earth Sci. 1985. V. 22. № 7. P. 1020-1038.

Cameron E.N., Glover E.D. Unusual titanian-chromian spinels from the eastern Bushveld Complex // Amer. Mineral. 1973. V. 58. № 3-4. P. 172-188.

Glodni L., Austrheim H., Bingen B. et al. New age data for HP rocks and ophiolites along the Main Uralian Fault, Russia: implication for the Uralian Orogeny // Terra Nostra. 1999. P. 89-90.

Ivanov S.N., Perfiljev A.S., Efimov A.A. et al. Fundamental features in the structure and evolution of the Urals // Amer. J. Sci. 1975. V. 275A (Rodgers volume). P. 107-130.

Рецензент член-корр. РАН Н.М. Чернышев