

УДК 552.11(470.5)

ГОРЯЧИЙ МЕЛАНЖ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА: ХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА КАК ГЕНЕТИЧЕСКИЙ КРИТЕРИЙ

© 2012 г. **А. А. Ефимов**

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: efimov@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 06.06.2012 г.

Платиноносный пояс Урала состоит из тектонически совмещенных разновозрастных генетических единиц (комплексов). Одна из них (Тылайский комплекс) слагает в Поясе, на отрезке от 58°40' до 60°40' с.ш., четыре крупных блока с концентрической структурой, в которых наблюдается сонахождение и переслаивание дунитов, клинопироксенитов и габбро особого типа – тылаитов. В толщах Тылайского комплекса (горячего меланжа) записан процесс пластической деформации, тектонического и химического смешения двух твердых исходных элементов – дунит-пироксенитового и оливин-габбрового. Вся толща близка к состоянию химического равновесия. В Денежкинском блоке абсолютное большинство микроэлементов обнаруживает тенденцию к накоплению в основании разреза. Особенности химической структуры горячего меланжа не являются первичной особенностью серии, связанной с камерной кристаллизацией магмы. Они демонстрируют нечто противоположное тому, что имеет место в разрезах расслоенных интрузий, и наиболее непротиворечиво объясняются, исходя из предположения о динамометаморфической природе слагающего разрезы горячего меланжа.

Ключевые слова: Урал, Платиноносный пояс, горячий меланж, дунит, клинопироксенит, оливиновое габбро, тылаит, геохимия, горячая тектоника, метаморфизм, изотопный возраст.

ВВЕДЕНИЕ

Определение “габбро-пироксенит-дунитовая магматическая формация” [16] обозначавшее совокупность горных пород Платиноносного пояса Урала, нуждается в радикальном пересмотре. К настоящему времени установлено, что Пояс состоит из тектонически совмещенных генетических единиц (комплексов), различающихся составом, структурой, геодинамической обстановкой генерации и временем образования – от позднего архея до позднего силура [5]. Объединение этих разнородных единиц и последующее их перемещение привели к возникновению в верхней коре единой линейной 1000-километровой структуры, получившей название Платиноносного пояса.

При геологическом картировании Кытлымского массива под названием “Западной ассоциации” выделена одна из генетических единиц Пояса – стратифицированный (“расслоенный”) комплекс пород, в котором многочисленные тела дунитов тесно связаны с клинопироксенитами и габбро особого типа – тылаитами [7]. Аналоги “Западной ассоциации”, которую автор позднее предложил называть Тылайским комплексом [5], слагают в сегменте Пояса от 58°40' до 60°40' с.ш. четыре крупных, ограниченных тектоническими контактами блока – Денежкинский, Тылайский, Косьвинский и Качканарский (рис. 1). Только в этих блоках, и нигде более

во всем Поясе, наблюдается сонахождение и переслаивание дунитов, клинопироксенитов и габбро. Хорошо выраженный концентрический центриклиальный структурный рисунок блоков похож на таковой расслоенных интрузий (рис. 2), с которыми их поначалу и отождествляли (“брахисинклинали” В.А. Решитко [19]). Доли перечисленных пород в них различны: Тылайский и Косьвинский блоки в Кытлымском массиве чрезвычайно насыщены дунитовыми телами, в Денежкинском блоке их мало, а Качканарский блок вообще не содержит тел “нормального” дунита.

Сложность состава и структуры Тылайского комплекса нередко приводила наблюдателей к ошибочным выводам. Например, сообщение о пластовых интрузиях (“силлах”) дунита, прорывающих тылаит-пироксенитовую толщу, и о наличии в последней реликтов осадочных пород [15] при тщательной проверке не подтвердилось. Предположение о том, что комплекс возник путем послонного метасоматического замещения крупных дунитовых интрузий [7], также пришлось признать ошибочным. Структура блоков стала более понятной с момента открытия в Поясе явлений мощного пластического течения, деформации и метаморфизма. Концепция “горячей тектоники” – основа новой трактовки геологии Пояса – возникла из осознания того фундаментального факта, что описанные более 100 лет тому назад [27] порфировидные струк-

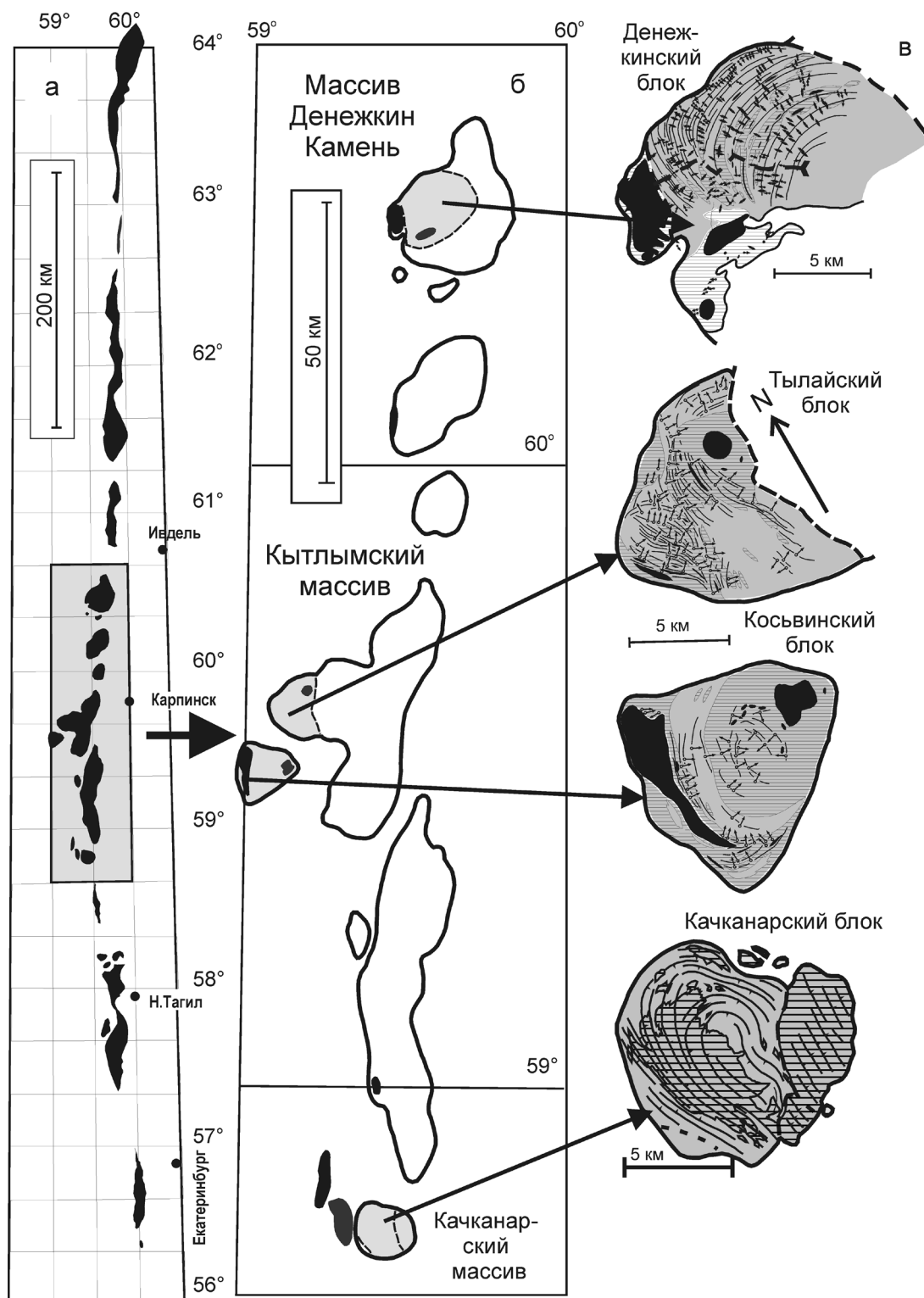


Рис. 1. Блоки Тылайского комплекса (горячего меланжа) в структуре Платиноносного пояса Урала.

а – платиноносный пояс на современных картах (по данным автора) – результат отделения габбро-гипербазитовых массивов от метавулканитов (роговиков, амфиболитов) динамотермального ореола. Черная заливка – массивы. Серой заливкой обозначен сегмент Пояса от 58°40' до 60°40' с.ш. – область распространения блоков горячего меланжа; б – схема строения сегмента Пояса от 58°40' до 60°40' с.ш. Серой заливкой обозначены блоки горячего меланжа в контурах массивов Денежкина Камня, Кытлымского и Качканарского. Черная заливка – наиболее крупные дунитовые тела, автономные или интегрированные в горячий меланж; в – структурные схемы Денежкинского, Тылайского, Косьвинского и Качканарского блоков горячего меланжа. Черная заливка – дунитовые тела, штриховка – клинопироксениты, серая заливка – тылаиты и оливиновые габбро.



Рис. 2. Мелкомасштабный аэроснимок Денежкинского блока горячего меланжа.

Отчетливо видна концентрическая центриклинальная структура блока, созданная селективным выветриванием мощной толщи горячих тектонитов. Жирной штриховой линией схематически обозначен разрез, результаты изучения которого приведены в тексте статьи.

туры тылаитов, определявшиеся даже как порфиоровые [14], суть структуры *порфирокластические*, *бластомилонитовые*, в которых записаны дробление, бластез и пластическое течение. Концентрические воронко- и мульдобразные, замкнутые и незамкнутые мегаструктуры блоков, как и тонкую их структуру (полосчатость, “расслоенность”), стало возможным рассматривать как динамометаморфические образования [2]. Отсюда следовало, что в толщах Тылайского комплекса записан процесс пластической деформации твердой гетерогенной массы с реологическими свойствами вязкой жидкости, представляющей собой результат тектонического и химического смешения двух исходных элементов – дунит-пироксенитового и оливингаббрового (т.е., в терминах автора [5], Тагильского и Сухогорского комплексов). Автор назвал эту смесь “горячим меланжем”.

В последние два десятилетия Тылайский комплекс привлек внимание многих исследователей,

большинство которых не имело опыта детального изучения Платиноносного пояса в целом или отдельных его звеньев. В результате возникли довольно сомнительные интерпретации, часто не согласующиеся с хорошо известными фактами (например, [17, 20]). Литература стала противоречивой и запутанной. Одна из недавних попыток реанимировать трактовку Платиноносного пояса как цепи дифференцированных интрузий связана с открытием древних цирконов в дуните горячего меланжа Косьвинского блока [25]. Авторы посчитали эти цирконы ксеногенными, захваченными *гипотетическим* кремнеземистым расплавом, выплавившимся из *гипотетических* субдуцированных осадков. По их мнению, кислая магма выплавилась из перидотитов мантийного клина над зоной субдукции новую, также *гипотетическую*, гибридную магму. Гибридная магма мигрировала вверх в виде магматических диапиров (имеются в виду, по-видимому, концентрически-зональные блоки горячего мелан-

жа?), из которых образовались все горные породы Пояса. Дунитовый кумулянт захватил из этой магмы ксеногенные цирконы. Вся эта схема умозрительна – начиная от предположения о выплавлении кислой магмы из гипотетических субдущированных осадков.

Данные по концентрациям микроэлементов, полученные методом ICP MS, послужили Г.Б. Ферштатеру и др. [21] основанием для геодинамических выводов. Главный вывод сводился к тому, что габбро, наиболее близкие, по мнению авторов, к составу исходной магмы горячего меланжа, обладают геохимическими особенностями надсубдукционных образований. Этот вывод встречает непреодолимые препятствия в связи с недавно опубликованными аналитическими данными для пород Кондерского массива, близких к таковым горячего меланжа [26]. Из сходства данных следует, что два, как предполагается, геодинамически различных объекта характеризуются идентичными геохимическими сигнатурами. Поскольку связь алданских массивов с зонами субдукции и островными дугами невероятна, следует считать, что выводы по *химической геодинамике* Платиноносного пояса теряют всякое доверие. Можно говорить лишь о сходстве режимов петрогенезиса, но не о геодинамической природе объектов. Вывод об островодужной природе дунитов Платиноносного пояса, сделанный на основании данных окситермобарометрии [24], был вскоре опровергнут цифрами, полученными для Кондерского массива [23].

Автор надеется, что приводимая ниже геохимическая характеристика толщи Тылайского комплекса, слагающего Денежкинский блок, будет способствовать пониманию природы вещества горячего меланжа. Некоторые результаты изучения этого замечательного объекта опубликованы в разные годы [2, 3, 9, 10 и др.]. Основой данной статьи являются, главным образом, аналитические данные по валовым концентрациям микроэлементов. Другие имеющиеся данные, в том числе неопубликованные, не приводятся, но при необходимости упоминаются в тексте или используются в таблицах и графиках.

ГЕОЛОГИЯ ДЕНЕЖКИНСКОГО БЛОКА

При геологическом картировании массива Денежкин Камень нами был выделен блок горячего меланжа размерами около 15×15 км, контактирующий с дунитовым блоком Желтой Сопки (рис. 3). Разрез последнего был детально изучен ранее [3]. Тектоническая граница между двумя блоками (древний горячий тектонический шов мощностью около 200 м, сложенный бластомилонитами) весьма отчетлива. Она устанавливается, в числе прочего, по составу плагиоклаза: в породах шва это исключительно анортит, в тылаитах – лабрадор. После выходов шва, отделенные от них менее чем 50-м закрытым промежутком, начинаются выходы ты-

лаитов, постепенно сливающиеся в скальный гребень, продолжающийся до главного хребта Денежкина Камня.

В тектоническом отношении блок представляет собой монолит без признаков поздних внутренних несогласий или разновременных магматических внедрений, сложенный стратифицированной толщей высокотемпературных тектонитов, в которой наблюдается тонкое переслаивание, реже – хаотическое чередование пород с постепенными переходами между ними. Преобладают порфирокластические габбро – тылаиты, существенно состоящие из плагиоклаза $An_{50}-An_{80}$, клинопироксена, оливина и магнетита в самых различных количественных соотношениях, в меньшем количестве присутствуют “обычные” (гранобластовые) оливин-анортитовые габбро, клинопироксениты, верлиты, железистые дуниты (метадуниты) и оливиниты, слагающие согласные с полосчатостью тектонические пласты и линзы. Незамкнутая концентрическая центриклиальная структура блока выражена серией пологих дуг, обращенных выпуклой частью к северо-западу. Во внешней дуге полосчатость падает под углами от 20 до 60° к центру массива. По мере приближения к последнему ее падение становится более крутым и приближается к вертикальному. Отчетливо выделяются (с запада на восток) “низ” и “верх”, т.е. можно говорить о стратиграфии разреза. Таким образом, 8-километровый разрез всей толщи представляет собой в общем моноклираль с закономерным изменением углов падения полосчатости.

Интенсивность катаклаза возрастает по разрезу сверху вниз. Эквигранулярная (гранобластовая) микроструктура пород верхней части разреза постепенно сменяется резко выраженной порфирокластической в породах его основания, особенно в нижней 3-км зоне. Здесь порфирокласты часто приобретают явно обломочные формы, увеличивается объем мелко- или тонкозернистой матрицы. Гранулометрические измерения подтверждают эту картину (рис. 4).

Толща горячего меланжа датирована Sm-Nd методом по 14 валовым пробам и 4 фракциям клинопироксена, характеризующим весь разрез блока и весь химический диапазон слагающих его пород [12]. Измеренные изотопные составы не обнаруживают явной связи ни с положением проб в разрезе, ни с составом пород. Соответствующие им тренды с несколько разными начальными отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, по-видимому, отражают некие статистические совокупности внутри крайне неоднородной общности пород. Общая эррохрона отвечает Sm-Nd возрасту 537 ± 83 млн. лет, близкому к значению, полученному ранее для горячего меланжа Кытлымского массива [18] (рис. 5). Эти данные подтверждают доордовикский изотопный возраст горячего меланжа Платиноносного пояса и его одновозрастность в разных блоках.

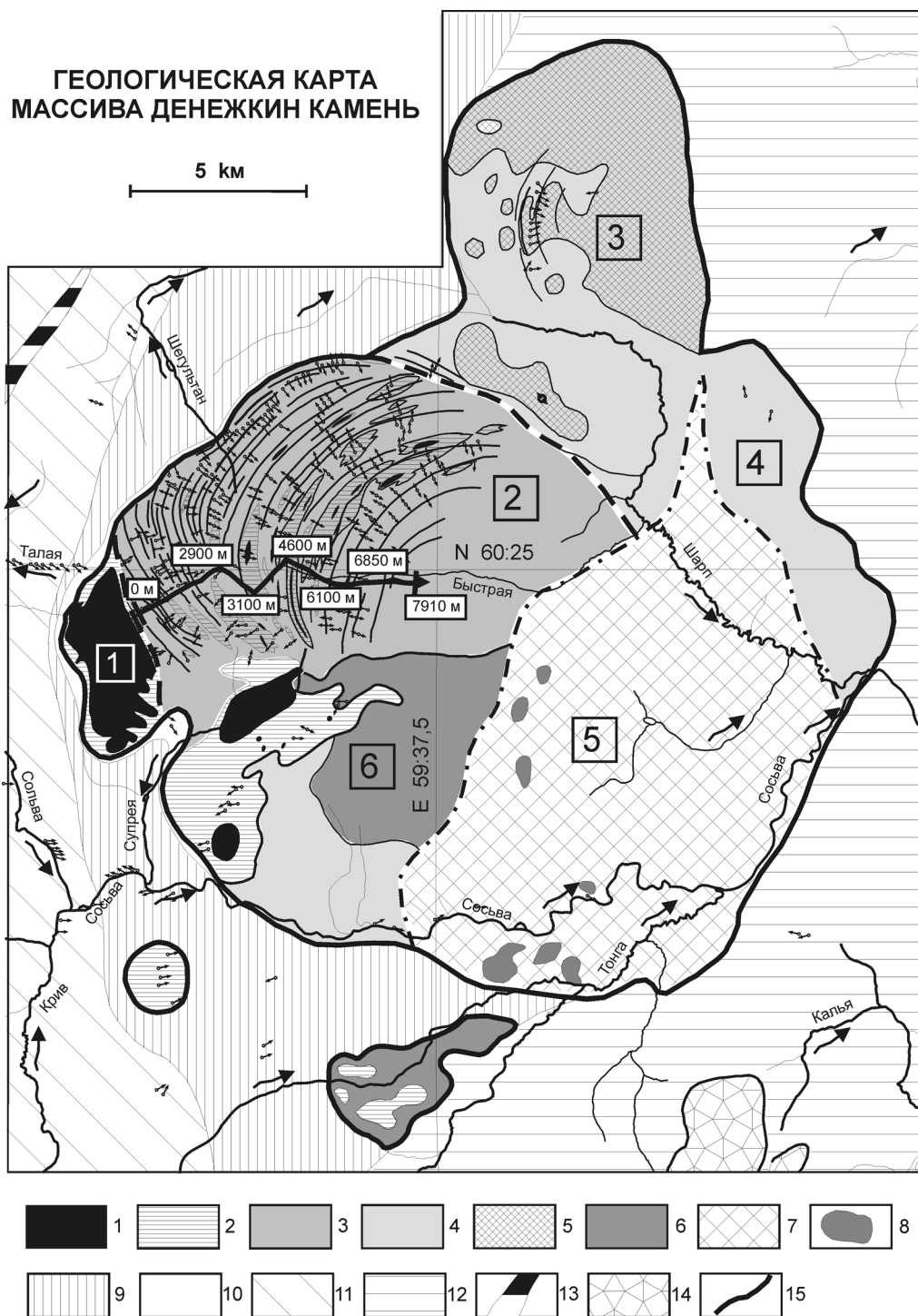


Рис. 3. Геологическая карта массива Денежкин Камень (по данным 50-тысячной геологической съемки А.А. Ефимова и Л.П. Ефимовой, 1960–1963 гг.).

Жирной линией обозначен разрез, результаты изучения которого приведены в тексте статьи. Цифрами в рамках вдоль линии обозначены расстояния узловых точек разреза от начала последнего, т.е. от горячего тектонического контакта блока горячего меланжа с дунитовым блоком Желтой Сопки.

1 – дуниты; 2 – клинопироксениты; 3 – тылаиты и оливиновые габбро горячего меланжа; 4 – габбро-нориты; 5 – оливиновые габбро; 6 – роговообманковые габбро; 7 – кварцевые диориты и тоналиты; 8 – крупные блоки габбро в гранитоидах; 9 – амфиболиты; 10 – роговики, кытлымиты; 11 – зеленые сланцы ордовика; 12 – силурийские вулканиты; 13 – серпентиниты Салатимского пояса; 14 – гранитоиды Высотинского комплекса; 15 – внешний тектонический контакт массива. Структурные единицы массива (жирные цифры на рисунке): 1 – дунит-пироксенитовый блок Желтой Сопки; 2 – блок горячего меланжа; 3 – блок Журавлева Камня; 4 – блок Черной Сопки; 5 – поле гранитоидов Шарпинского болота; 6 – поле роговообманковых габбро серебрянского типа.

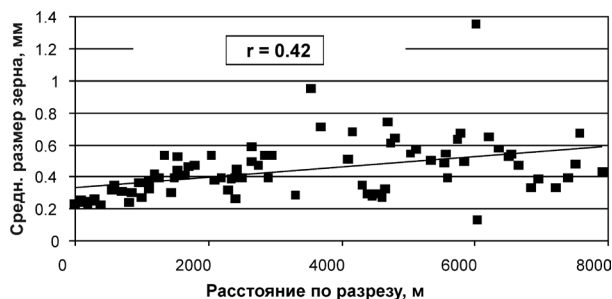


Рис. 4. Изменение среднего размера зерна в разрезе горячего меланжа Денежкина Камня.

Градиент отражает возрастание контрастности и напряженности микроструктуры пород и *возрастание* деформации к низам разреза [11].

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Оливиновые породы Платиноносного пояса Урала составляют непрерывный химический ряд – от “нормальных” дунитов (железистость 6–10 ат. %) до железистых разностей (10–20 ат. % и выше). Для последних нами был предложен термин “метадунит”. В горячем меланже Денежкина Камня преобладают метадуниты, слагающие согласные с общей стратификацией тела пластообразной или линзообразной формы, всегда окруженные зонами верлит-пироксенитового состава. Мощность таких тел невелика, до нескольких десятков метров, длина достигает нескольких сотен метров, а в отдельных случаях – двух и более километров. Было показано, что протолитом всех оливиновых пород и всех пород верлит-пироксенитовой группы является дунит [7].

Химический градиент на контактах дунит-пироксенит выражается в постепенной смене “нормального” хромитсодержащего дунита все более железистой оливиновой породой с хроммагнетитом и магнетитом, зона которой столь же постепенно сменяется верлит-пироксенитовой зоной с магнетитом и зеленой шпинелью. В крупных телах типа Желтой Сопки, сложенных преимущественно “нормальными” дунитами, метадуниты слагают маломощные диффузионные метасоматические зоны в контактах с пироксенитом. Как правило, чем меньше мощность тела оливиновой породы, тем большая его часть сложена метадунитом; маломощные тела обычно являются целиком метадунитовыми. Такая схема универсальна для всех дунитовых тел Пояса. Ее трудно рассматривать иначе как результат *метасоматического* развития пироксенита по дуниту с выносом Mg, Fe, Cr, Ni и привносом Ca, Si, Al, а также Ti, Mn, Co. Этот вывод, к которому пришел, следуя идее Н. Боуэна, еще А.Н. Заварицкий [13], в полном объеме сохранил свое значение и находит многочисленные подтверждения. Первичного дунита как конкретной породы, по видимому, не существует; можно говорить лишь о

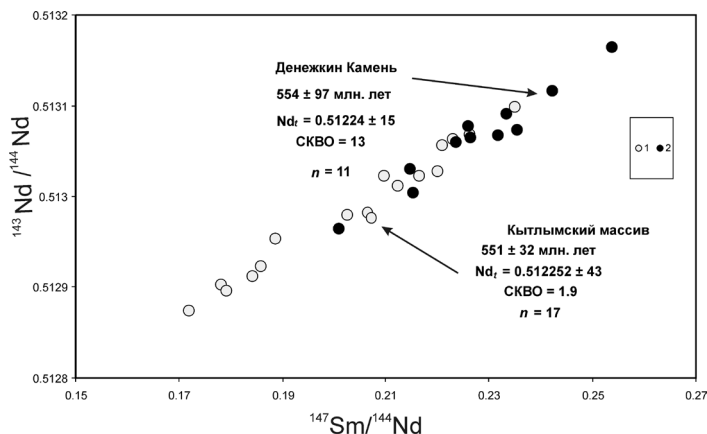


Рис. 5. Эпохрона (зависимость $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) в породах трех блоков горячего меланжа Платиноносного пояса.

1 – Тылайский и Косьвинский блоки в Кытлымском массиве [18], 2 – Денежкинский блок [12].

первичной дунитовой субстанции, химизм которой, возможно, соответствовал химизму начальных членов серии оливиновых пород.

Клинопироксениты, верлиты. Доля клинопироксенитов и подчиненных им верлитов в разрезе сравнительно невелика (около 25–30% площади блока). Они слагают разобщенные крупные и мелкие тела, как правило, с хорошо выраженной полосчатостью, согласной с общей структурой блока, связаны постепенными переходами с вмещающими тылаитами и оливиновыми габбро и состоят из клинопироксена (диопсида, реже салита, близкого к фассаиту), оливина и титаномagnetита. Обычны порфирохлассические (бластомилонитовые) структуры. Редко встречающиеся рудные пироксениты (кошквиты Л. Дюпарка) содержат железистый (до 25 ат. %) клинопироксен, а также существенные количества магнетита и зеленой шпинели. Магнетит всегда ксеноморфен по отношению к силикатам (сидеронитовая структура), а зеленая шпинель – к магнетиту. В рудных скоплениях (качканарский тип руд) содержание TiO_2 достигает 4–5, V_2O_5 – 0.6 мас. %.

Тылаиты занимают особое место среди пород горячего меланжа. Термин введен Л. Дюпарком для обозначения габбро Кытлымского массива, связанных с дунитами и пироксенитами:

*“Строение этих, всегда очень меланократовых пород типично; я назвал его **криптовым**, или “сумчатым”. И действительно, фемические элементы образуют голокристаллическую канву, в более или менее неправильных ячейках которой кристаллизовался полевой шпат – лабрадор или анортит. В тылаитах пироксен часто порфировидный.... С увеличением количества полевого шпата породы переходят в меланократовые оливиновые габбро”* [1, с. 47].

Это определение нуждается в уточнениях. Дело в том, что для Тылайского и Косьвинского блоков в Кытлымском массиве действительно характерны *меланократовые* тылаиты. Однако Л. Дюпарк не был знаком с тылаитами Денежкина Камня, описанными Ф.Ю. Левинсон-Лессингом [16] как “полосатые габбро”, среди которых преобладают мезократовые и лейкократовые разности. Представительные данные (рис. 6) показывают, что породы тылаитовой группы не “*всегда очень меланократовые*”, – этот критерий Л. Дюпарка не универсален.

Можно считать, что *тылаиты* – это собирательное название для порфировидных пород состава оливиновых габбро (плагиоклаз, клинопирок-

сен, оливин, магнетит), составляющих непрерывный химический и петрографический ряд от плагиоклазсодержащих пироксенитов до анортозитов. Тылаиты, в отличие от “обычных” анортит-оливиновых габбро, часто содержат более кислый плагиоклаз – лабрадор $An_{50}-An_{70}$ и даже андезин [10]; для них довольно обычен биотит, в очень редких случаях встречены ортоклаз-нефелиновые симплектиты [22].

Главная особенность структуры тылаитов – это крупные порфировидные выделения клинопироксена, иногда плагиоклаза, очень редко – оливина, величина и количество которых различны в разных слоях. Часто они имеют отчетливо обломоч-

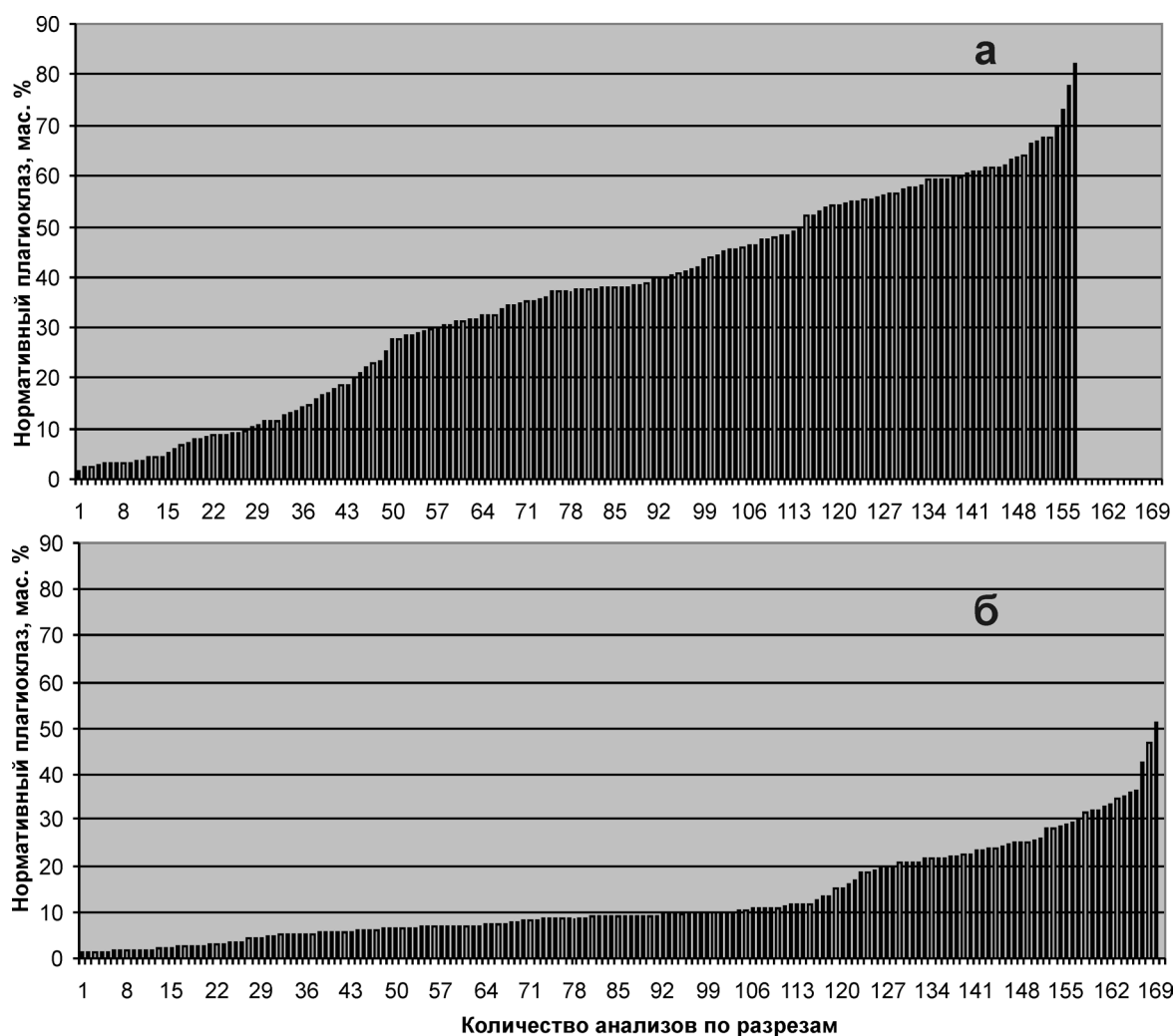


Рис. 6. Различия в составе всей совокупности пород в разрезах двух блоков горячего меланжа – Денежкинского (а) и Тылайского (б).

Представительные множества валовых анализов (157 в первом случае и 169 во втором), характеризующие всю мощность разрезов, ранжированы по содержанию нормативного плагиоклаза. Составы, содержащие модальный плагиоклаз (габбровые), начинаются примерно от 10 мас. % нормативного плагиоклаза. Отчетливо видно, что тылаиты Денежкинского блока в целом намного более лейкократовые, чем тылаиты Тылайского блока. Следовательно, меланократовый характер не является критерием для отнесения пород к тылаитам.

ные контуры и признаки внутренних напряжений, в то время как цементирующая их масса состоит из ненапряженных зерен (необластов), иногда в 100–200 раз более мелких. Такие породы в свежем сколе напоминают порфиновый эффузив. Однако порфировидные выделения следует рассматривать как порфиорокласты, а структуру породы – как порфиорокlastическую (бластомилонитовую), несущую следы дробления и рекристаллизации. Порфиорокласты часто регенерируются с образованием на их месте идиоморфных порфиробластов.

Таким образом, первый критерий для отнесения габбровой породы к группе тылаитов – *порфировидная микроструктура*. Впрочем, отдельные слои в тылаитах сложены мелкозернистыми гранобластовыми разностями (“микрогаббро”), напоминающими роговик. Второй критерий, геологический, – сонахождение тылаитов в толщах горячего меланжа вместе с дунитами, пироксенитами и оливинowymi габбро.

Оливиновые габбро – обычно полосатые, такситовые, реже – массивные породы, от средне- до гигантозернистых, состоящие из переменных количеств анортита An_{85} – An_{95} , оливина, клинопироксена и магнетита. Главные разновидности, между которыми нет четких границ, – оливиновые габбро, троктолиты; анортозиты. Все их микроструктуры возникли путем рекристаллизации, т.е. являются бластическими (метаморфическими). Обычны равномернозернистые разности, но встречаются разности с более или менее ясно выраженной порфиорокlastической структурой, переходящие в тылаиты.

Оливиновые габбро слагают реликты в тылаитах – породах явно метаморфических – и могут рассматриваться как их протолит. Однако нет геологических наблюдений, говорящих, что этот протолит образовался из магматической жидкости. Оливиновые габбро не имеют химических эквивалентов среди вулканических пород. В них наблюдается множество следов пластической деформации – складки, флексуры, разрывы слоев и т.д. Имеются

убедительные доказательства того, что их “расслоенность” есть результат двух синхронных высокотемпературных процессов: твердопластичного течения и метаморфической дифференциации. Несмотря на структурно-текстурную пестроту, оливиновым габбро свойственна независимость состава минеральной фазы от ее количества, что может быть истолковано только как результат одновременной кристаллизации всех слоев в некоей *эквипотенциальной* системе, в которой химические потенциалы компонентов были выравнены диффузией. Все это позволяет считать их породами, никогда не бывшими в магматическом состоянии. Попытка решить проблему оливиновых габбро привела к формулировке модели, согласно которой подобные породы в континентальных и океанических комплексах образуются путем адиабатической декомпрессии мантийного эклогита [3].

Жильные породы в разрезе сравнительно редки. В оливиновых породах довольно обычны мономинеральные пироксенитовые жилы. Другие жильные породы (диабазы, гранитоиды) встречаются спорадически и не имеют генетической связи с комплексом.

ХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА РАЗРЕЗА

Петрохимия. Широтный разрез всего блока протяженностью почти в 8 км, от контакта с дунитовым телом Желтой Сопки, через главную вершину хребта Денежкина Камня до восточного его подножия (рис. 2, 3), привязанный к характерным топографическим пунктам, был систематически опробован. Расстояния между точками отбора проб были измерены мерным отрезком геофизического провода. Штуфные пробы отбирались в среднем через 50 м, редко более, а в некоторых деталях участках чаще.

Всего было отобрано около 170 валовых проб, для 157 из которых методами “мокрой химии” были выполнены полные химические анализы. При общей упорядоченности геологической структу-

Таблица 1. Пространственные тренды и коэффициенты корреляции между валовыми содержаниями петрогенных компонентов и расстояниями по разрезу

Компонент	Амплитуда, мас. %		Кoeff. корреляции трендов	
	весь разрез (154 пробы)	габбро (117 проб)	весь разрез (154 пробы)	габбро (117 проб)
Na ₂ O	0.1–3.44	0.1–3.44	–0.47	–0.39
SiO ₂	34.8–49.9	34.8–49.9	–0.41	–0.61
Sr, г/т	10–1450	25–1450	–0.24	–0.03
TiO ₂	0.01–1.77	0.09–1.77	–0.22	–0.06
K ₂ O	0.03–0.64	0.03–0.64	–0.21	–0.18
MgO	2.21–41.6	2.2–19.7	–0.14	–0.30
MnO	0.03–0.34	0.04–0.34	–0.06	–0.17
Al ₂ O ₃	0.31–27.8	3.7–27.8	0.00	0.43
CaO	0.39–20.14	9.8–19.6	0.06	0.22
FeO'	4.9–26.3	4.5–26.3	0.40	0.11

Примечание. FeO' – суммарное содержание железа.

ры блока, химические (а, следовательно, и петрографические) разности пород чередуются по разрезу совершенно хаотично, незакономерно (табл. 1). В этом можно убедиться на примере *содержания* нормативного плагиоклаза, символизирующего содержание петрогенного оксида Al_2O_3 (рис. 7). Амплитуда колебаний Al_2O_3 – от 0.5 до 27 мас. % (в породах, содержащих модалный плагиоклаз в количестве от 5 до 27 мас. %). Никаких трендов не наблюдается: коэффициент корреляции между нормативным содержанием плагиоклаза и положением точек опробования в разрезе практически равен нулю ($r = 0.03$). В то же время *состав* плагиоклаза в мол. % An образует хорошо выраженный тренд ($r = 0.72$) – от анортита в верхах разреза до лабрадора в основании. То же относится и к другим породообразующим оксидам и минералам, их содержащим (например, к содержанию MgO и составу оливина). Закономерность все время одна и та же: массы компонентов (экстенсивная характеристика пород) ведут себя хаотично, составы минералов (определяемые, как можно думать, интенсивными параметрами системы) – закономерно, что го-

ворит о том, что вся толща близка к состоянию химического равновесия [10]. Однако на *статистических диаграммах* хаотичная серия горных пород, слагающих блок, составляет совершенно непрерывный, без разрывов, химический ряд (рис. 8), не имеющий, однако, особого генетического смысла. Из него лишь следует, что в составе серии присутствует бесчисленное количество петрографических разностей пород в рамках минеральной ассоциации оливин-клинопироксен-плагиоклаз-магнетит.

Отрицательные коэффициенты корреляции указывают на возрастание концентраций компонентов к основанию, а положительные – к верхам разреза. Для петрогенных оксидов увеличение вверх по разрезу наблюдается для FeO' ($r = 0.4$), вниз по разрезу – для Na_2O (-0.47), SiO_2 (-0.41), TiO_2 (-0.22), K_2O (-0.21). В габбро наблюдается заметная положительная пространственная корреляция для Al_2O_3 (0.43) и CaO (0.22), отрицательная – для SiO_2 (-0.61), Na_2O (-0.39), MgO (-0.30) и в некоторой степени для K_2O (-0.18). Это означает, что вверх по разрезу габбро имеют тенденцию становиться более лейкократовыми и известковистыми, а вниз по

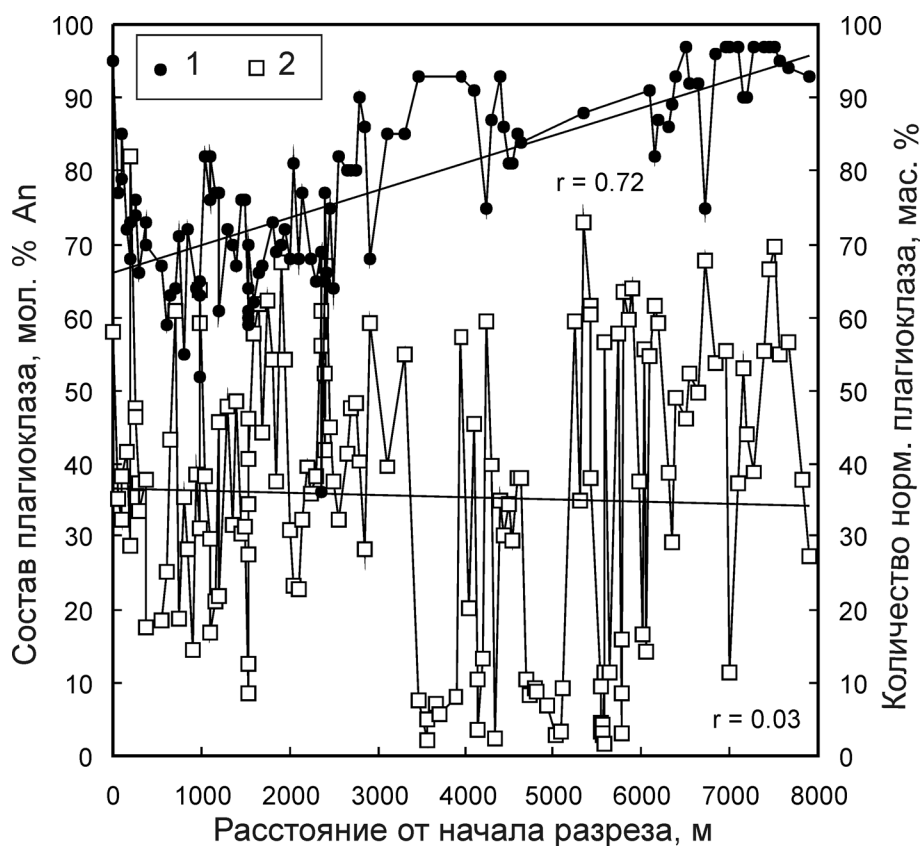


Рис. 7. Пространственный ход *состава* модалного плагиоклаза, измеренного иммерсионным методом (1), и *количества* нормативного плагиоклаза, вычисленного по данным анализа валовых проб (2), в разрезе Денеж-кинского блока.

Содержание плагиоклаза изменяется в разрезе хаотически; не наблюдается признаков каких-либо трендов или тенденций. Состав плагиоклаза закономерно изменяется от анортита в оливиновых габбро верхней части разреза до лабрадора в порфиро-кластических тылаитах основания разреза, где наблюдаются наибольшие колебания состава – от битовнита до андезина.

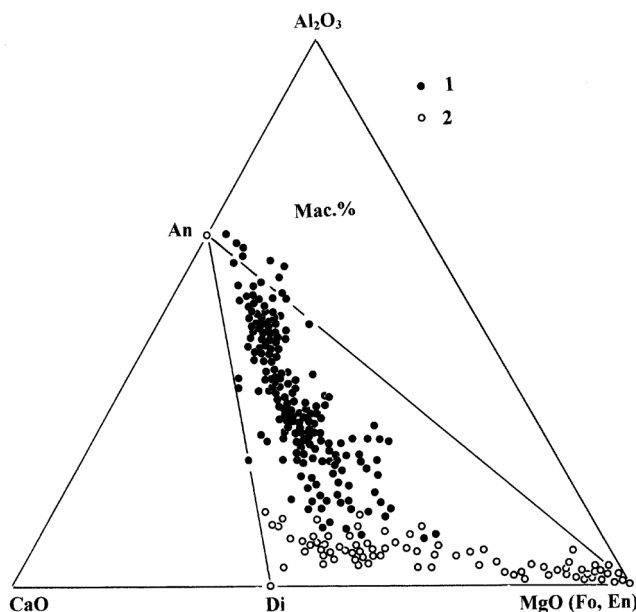


Рис. 8. Валовые составы пород горячего меланжа двух блоков – Денежкинского и Тылайского – на диаграмме $\text{MgO}–\text{CaO}–\text{Al}_2\text{O}_3$.

Все множество, составляющее совершенно непрерывный химический ряд, разделено на две категории – содержащую модальный плагиоклаз (1, от плагиоклазсодержащего пироксенита до анортозита) и не содержащую плагиоклаза (2, от оливиновой породы до пироксенита).

разрезу – более богатыми MgO и щелочами. Эти химические градиенты согласуются с составом пород и минералов (меланократовые тылаиты, кислый плагиоклаз и биотит в основании, анортитовые габбро в верхней части разреза).

Состав минералов. Данные по составу минералов, полученные разными методами – химическим, микрорентгеноспектральным и оптическим, дают основание считать, что толщи горячего меланжа и сложенные ими концентрические метаструктуры формировались в P - T условиях гранулитовой фации низкого давления – при температурах не ниже 700–800°C и давлениях не более 7 кбар. Последняя оценка основана на повсеместном присутствии равновесной пары оливин–анортит. В ходе горячего тектонического смешения и химического обмена устанавливалось, по меньшей мере, локальное равновесие, на что указывают сопряженные изменения в составе минералов и корреляция содержаний микроэлементов в сосуществующих фазах. В некоторых отношениях вся совокупность пород разреза приближается к полному равновесию. Так, железистость силикатов в парагенезисе с магнетитом стремится к равновесному уровню (25–30 ат. %), несомненно, определяемому общим для всей серии кислородным режимом [6], и позволяет считать, что магнетит является избыточной фазой, образующейся при насыщении силикатов железом.

Интересны пространственные изменения в составе *плагиоклаза*. В гранобластовых габбро верхов разреза он имеет состав $An_{90}–An_{95}$. Наблюдается тенденция уменьшения основности по направлению к основанию разреза. В отдельных точках нижней 3-км бластомилонитовой зоны, на фоне больших колебаний состава, плагиоклаз приобретает состав андезина An_{40} . Содержание K_2O в нем возрастает от следов – в анортитовых до 0.45 мас. % – в наиболее кислых разностях. Там, где содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе менее 70%, отмечено появление оранжево-бурого биотита.

Колебания состава *фемических силикатов* невелики: в габбро обеих зон железистость клинопироксена (диопсид-авгита) колеблется большей частью от 20 до 26, оливина – от 20 до 30 ат. %. Количество сидеронитового магнетита, содержащего от 2 до 7 мас. % TiO_2 и от 0.2 до 0.9 мас. % V_2O_5 , изменяется, напротив, в широких пределах – от следов до 20 мас. %, в зависимости от общей железистости пород. В пироксенитах и верлитах железистость силикатов колеблется в пределах 16–20 ат. %. В линзах и пластовых телах оливиновых пород (метадунитов), залегающих среди пироксенитов, железистость оливина, сосуществующего с хроммагнетитом и магнетитом, возрастает от 12 ат. % в центральных частях наиболее мощных тел до 15–20% вблизи контактов.

Геохимия разреза. Для 152 валовых проб и для 41 мономинеральной фракции плагиоклаза рентгенофлуоресцентным (XRF) методом выполнены анализы на Sr и Rb, а для 43 валовых проб методом ICPMS – анализы на редкие элементы (табл. 2).

В табл. 3 приводятся: (1) амплитуды содержаний микроэлементов в породах разреза; (2) коэффициенты линейной корреляции ($\pm r$) концентраций микроэлементов с измеренными расстояниями по разрезу (как и в табл. 1, отрицательные коэффициенты указывают на возрастание концентраций к основанию, а положительные – к верхам разреза); (3) коэффициенты корреляции концентраций элементов, отчетливо связанных между собой; (4) наконец, коэффициенты корреляции концентраций Sr, Ba и Sc с количествами главных породообразующих минералов – плагиоклаза и клинопироксена.

Линейная корреляция при $r < 0.3$ принимается как слабая, при $0.7 < r > 0.3$ – как средняя, а при $r > 0.7$ – как сильная. Концентрации 18 элементов из 35 (колонка 2 в табл. 3 – TR, Rb, Zr, Hf, Be, Y, Li, Ba, Na, P, Ti, B, Sr, Mn, V, Ga, Nb, Ag) обнаруживают увеличение отрицательной корреляции к основанию разреза в пределах средней, а в некоторых случаях, например, для группы РЗЭ, приближается к сильной ($r = -0.69$). Еще 4 элемента – In, Zn, Cs, Cu – обнаруживают слабую (от –0.20 до –0.27) отрицательную корреляцию, а 9 элементов (Mo, Ta, Bi, W, Tl, Th, Cd, Se, As) демонстрируют скорее отсутствие пространственной корреляции, как тако-

Таблица 2. Концентрации микроэлементов в разрезе горячего меланжа Денежкина Камня, г/т

Р-т.	60	200	250	380	380	550	800	992	1050	1400	1400	1500	1530	1600	1700	1750	2100	2350	2400	2425
ГП	Тыл	Ан	Тыл	Тыл	Тыл	Тыл	Тыл	Тыл	Тыл	Тыл	Тыл	Тыл	Тыл	Тыл	Тыл	Тыл	Тыл	Тыл	Тыл	ОГ
Ag	0.13	0.13	—	0.09	0.08	0.10	0.10	0.37	0.05	0.09	—	—	0.17	—	0.15	0.05	0.13	0.12	0.21	—
Cd	0.09	0.04	—	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	—	—	0.12	—	0.12	0.05	0.08	0.09	0.13	—
In	0.04	0.02	—	0.04	0.04	0.05	0.03	0.02	0.04	0.04	—	—	0.09	—	0.04	0.03	0.05	0.06	0.08	—
As	0.91	0.54	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.95	—	0.86	0.25	0.26	1.05	0.12	—
Ge	0.04	0.01	—	0.10	0.11	0.31	0.20	0.51	0.10	0.10	—	—	0.05	—	0.04	0.05	0.05	0.07	0.07	—
Se	—	—	—	0.36	0.12	0.11	0.11	0.08	0.13	0.45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
B	9.27	8.12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.20	—	15.65	1.27	12.40	12.58	0.43	—
P	68	357	—	897	474	523	1767	2242	304	1765	—	—	168	—	59	55	35	557	146	—
Re	0.01	0.03	—	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—	—	—	—	0.01	—	—	0.01	—	—
Li	2.61	4.60	3.52	4.02	4.40	4.17	8.61	4.83	2.13	5.30	4.50	2.51	4.14	4.37	1.98	2.89	1.84	2.98	8.25	6.28
Be	0.11	0.49	0.19	0.20	0.07	0.12	0.24	0.15	0.03	0.28	0.20	0.10	0.09	0.17	0.09	0.08	0.05	0.21	0.18	0.31
Sc	55	12	61	57	68	63	39	22	66	48	49	88	73	30	43	25	63	43	43	28
Ti	1335	2388	—	3845	3877	5114	2400	2800	2885	3911	394	—	4706	—	1809	1517	2612	4939	5600	—
V	148	211	377	729	771	752	276	350	597	659	1681	887	374	240	217	209	285	476	398	280
Mn	1264	310	—	1410	1715	1761	1681	1433	1440	1392	—	—	2550	—	1249	878	1627	1540	1750	—
Ni	—	—	179	215	247	227	526	153	255	200	198	137	64	127	—	20	45	—	26	103
Co	57	17	56	64	77	71	76	59	84	59	54	90	84	42	51	39	73	51	56	34
Cu	13.1	27.0	23.2	21.9	17.2	14.8	33.3	787.0	20.0	33.8	31.3	18.5	25.3	30.5	9.3	16.0	16.2	18.8	427.7	75.1
Zn	31.8	29.4	39.4	50.7	55.8	68.0	49.1	49.4	40.1	51.5	47.0	95.4	89.4	39.3	35.3	27.7	50.8	58.8	80.2	49.7
Ga	10.3	17.4	15.2	14.0	9.2	10.5	11.7	16.6	15.2	18.5	16.1	19.4	9.3	16.3	13.7	15.2	8.4	18.6	18.1	18.6
Rb	0.97	1.58	1.29	1.40	1.25	0.82	1.19	0.55	0.28	1.25	0.87	0.32	2.50	0.58	0.68	0.72	0.40	0.75	0.81	1.48
Sr	285	1278	609	417	151	154	492	851	567	667	596	446	79	687	557	739	168	519	516	772
Y	8.42	3.08	7.21	10.14	11.68	13.52	11.69	4.28	6.18	9.80	8.00	13.20	23.10	5.41	7.28	3.56	9.34	12.07	9.93	7.01
Zr	11.51	5.61	8.42	11.12	12.32	14.34	12.28	2.88	5.80	12.42	8.75	11.73	23.85	4.41	7.80	2.66	8.34	11.86	6.74	6.54
Nb	0.40	0.41	1.04	0.32	0.18	0.19	0.19	0.07	0.05	0.23	0.34	0.30	0.58	0.34	0.47	0.23	0.10	0.83	0.35	0.41
Mo	0.52	1.19	0.76	0.65	0.40	0.25	0.87	0.34	0.70	0.67	0.48	0.37	0.18	0.91	0.40	2.20	0.40	1.16	1.00	0.76
Cs	0.04	0.20	—	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.01	0.03	—	—	0.12	—	0.04	0.03	0.00	0.03	0.07	—
Ba	32.58	135.74	47.99	44.08	15.97	19.24	72.59	102.12	16.23	68.82	62.55	30.85	34.51	87.77	48.59	44.47	21.07	116.62	155.37	132.01
La	1.35	4.11	3.42	1.47	1.24	1.57	2.33	1.12	0.67	2.01	2.45	2.21	2.51	1.63	1.23	0.69	0.81	4.09	1.33	2.09
Ce	3.67	7.69	8.14	4.73	4.31	5.42	6.45	2.76	2.25	5.92	5.72	5.91	8.53	3.83	3.35	1.90	2.69	9.37	3.75	4.41
Pr	0.61	0.99	1.18	0.82	0.82	1.02	1.08	0.41	0.44	0.95	0.97	1.01	1.69	0.65	0.56	0.30	0.53	1.40	0.65	0.72
Nd	3.24	3.98	5.23	4.74	4.91	6.03	5.79	2.09	2.69	5.02	4.94	5.78	9.58	3.05	3.39	1.62	3.02	6.40	3.52	3.65
Sm	1.18	0.73	1.63	1.51	1.70	2.10	1.85	0.70	1.01	1.60	1.58	2.11	3.35	1.04	1.16	0.59	1.24	1.80	1.25	1.14
Eu	0.43	0.54	0.89	0.52	0.54	0.66	0.68	0.49	0.38	0.62	0.63	0.79	0.79	0.60	0.51	0.36	0.43	0.73	0.74	0.72
Gd	1.36	0.69	1.88	1.65	1.85	2.15	1.93	0.67	1.06	1.61	1.77	2.33	3.81	1.20	1.24	0.65	1.42	2.06	1.49	1.16
Tb	0.22	0.10	0.32	0.28	0.32	0.38	0.31	0.12	0.18	0.27	0.29	0.40	0.68	0.20	0.20	0.11	0.25	0.32	0.25	0.20
Dy	1.42	0.60	1.76	1.71	2.04	2.33	1.98	0.71	1.11	1.64	1.64	2.35	3.98	1.24	1.25	0.66	1.61	2.00	1.57	1.14
Ho	0.30	0.12	0.38	0.35	0.41	0.49	0.41	0.15	0.23	0.33	0.34	0.47	0.82	0.25	0.26	0.13	0.35	0.42	0.33	0.25
Er	0.84	0.32	1.05	0.93	1.11	1.33	1.10	0.39	0.57	0.91	0.88	1.27	2.21	0.64	0.72	0.37	0.90	1.15	0.93	0.70
Tm	0.12	0.05	0.15	0.13	0.16	0.20	0.16	0.06	0.08	0.13	0.13	0.17	0.32	0.09	0.10	0.05	0.13	0.16	0.14	0.10
Yb	0.77	0.30	0.99	0.86	1.03	1.18	1.01	0.37	0.47	0.81	0.78	1.10	1.94	0.58	0.62	0.30	0.79	1.06	0.83	0.61
Lu	0.12	0.04	0.15	0.13	0.15	0.18	0.15	0.05	0.07	0.12	0.12	0.18	0.98	0.09	0.09	0.04	0.11	0.16	0.12	0.09
Hf	0.43	0.28	0.80	0.48	0.53	0.62	0.51	0.13	0.29	0.53	0.51	0.60	1.01	0.31	0.39	0.36	0.46	0.52	0.52	0.32
Ta	0.23	0.73	0.38	0.41	0.11	0.07	0.09	0.06	0.05	0.05	0.09	0.06	0.31	0.12	0.48	0.36	0.05	0.46	0.23	0.09
W	0.42	0.68	—	0.76	0.34	0.24	0.61	0.34	0.79	0.57	—	—	0.48	—	0.41	0.34	0.22	0.36	0.61	—
Tl	0.20	0.74	—	0.45	0.11	0.32	0.06	0.17	0.05	0.04	—	—	0.22	—	0.45	0.12	0.11	0.19	0.11	—
Pb	0.92	1.69	3.99	0.57	0.26	0.78	0.98	1.70	3.72	0.70	0.74	1.70	31.08	1.00	0.81	1.15	0.07	1.45	1.64	3.27
Bi	0.03	0.12	—	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	—	—	0.07	—	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	—
Th	0.54	0.68	0.79	0.08	0.08	0.07	0.10	0.02	0.02	0.07	0.11	0.03	0.36	0.12	0.95	0.84	0.25	0.64	1.33	0.06
U	0.44	0.09	0.09	0.50	1.22	0.78	3.54	1.74	1.13	0.96	0.09	0.51	0.18	0.98	0.18	0.02	0.08	0.31	0.02	0.04
Cr	842	394	179	327	723	322	1179	142	444	298	269	339	1021	113	466	133	638	102	91	90

Таблица 2. Продолжение

Рст.	2800	2850	3300	3550	4350	4500	4550	4600	4740	4930	5420	5554	5580	5640	5905	6050	6050	6650	7500	7820
Ag	0.10	0.05	0.08	0.04	—	0.05	0.06	—	0.04	—	0.04	0.02	0.05	0.05	0.23	0.14	—	—	0.09	0.05
Cd	0.08	0.17	2.81	0.05	—	0.08	0.09	—	0.06	—	0.06	0.02	0.04	0.05	0.48	0.17	—	—	0.06	0.04
In	0.04	0.11	0.05	0.03	—	0.03	0.03	—	0.02	—	0.03	0.01	0.01	0.04	0.04	0.05	—	—	0.02	0.04
As	1.21	0.08	0.19	1.27	—	0.81	0.54	—	0.49	—	0.51	0.47	—	0.90	1.32	0.52	—	—	1.54	0.68
Ge	0.06	0.96	0.04	0.11	—	0.03	0.05	—	0.05	—	0.05	0.08	0.11	0.01	0.07	0.04	—	—	0.03	0.05
Se	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.36	—	—	—	—	—	—	—
B	17.78	13.98	2.45	7.65	—	3.69	2.23	—	1.05	—	4.60	4.45	—	1.73	5.34	3.51	—	—	2.73	1.69
P	120	68	34	30	—	33	28	—	15	—	18	8	142	22	52	33	—	—	34	32
Re	0.02	0.00	0.00	0.00	—	0.01	0.00	—	0.00	—	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	—	—	0.01	0.00
Li	2.83	0.02	2.32	1.04	2.25	4.44	3.23	2.99	0.85	1.28	1.18	2.16	3.36	1.85	1.52	0.82	1.37	2.61	0.83	0.95
Be	0.12	0.23	0.07	0.00	0.01	0.13	0.07	0.06	0.04	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.06	0.02	0.03	0.06	0.01	0.06
Sc	53	69	73	96	12	39	46	55	79	79	62	17	7	89	27	126	170	61	31	61
Ti	3900	1591	1201	930	—	1219	1114	—	557	—	1901	292	194	1412	2463	1698	—	—	1592	2774
V	488	113	157	96	51	179	150	187	99	108	376	56	26	150	398	152	195	881	251	472
Mn	1262	919	1232	624	—	1455	1457	—	959	—	1249	1439	1559	1089	948	830	—	—	524	1102
Ni	—	29	—	—	2564	—	—	389	—	1161	—	—	1093	—	—	—	208	47	—	—
Co	59	52	37	43	159	75	74	62	78	142	71	128	182	57	47	42	54	72	36	82
Cu	22.4	15.9	3.7	19.5	20.5	13.0	12.7	19.5	7.2	35.5	8.2	15.8	13.2	12.0	16.8	7.5	10.5	11.3	10.7	11.8
Zn	53.5	21.5	22.0	19.1	77.0	44.6	37.5	50.4	19.9	52.3	34.4	37.5	33.9	27.7	37.5	20.4	24.4	83.5	23.3	41.6
Ga	12.0	7.7	9.8	3.7	2.2	10.0	7.8	11.3	2.5	3.3	9.9	2.0	0.8	4.7	18.9	6.4	7.2	22.3	17.5	12.8
Rb	0.45	0.38	0.56	0.37	0.32	0.26	0.42	0.22	0.18	0.22	0.11	0.06	0.47	0.17	0.30	0.11	0.27	0.09	0.24	0.43
Sr	313	203	423	46	—	293	220	308	31	22	308	15	8	42	764	40	45	563	686	267
Y	5.56	4.03	6.78	2.55	0.63	5.27	5.89	5.01	2.02	2.36	3.90	0.89	0.58	6.40	2.96	5.50	5.55	5.47	1.80	3.12
Zr	6.54	3.88	5.91	2.28	0.93	3.67	4.77	3.16	1.92	2.07	2.58	0.81	1.71	6.85	3.03	6.02	10.06	2.72	1.66	3.72
Nb	0.38	1.57	0.16	0.04	0.03	0.10	0.07	0.18	0.13	0.07	0.12	0.04	0.18	0.05	1.25	0.24	0.03	0.43	0.36	0.09
Mo	1.43	17.87	0.27	0.81	1.29	0.41	0.29	0.88	0.39	0.67	0.56	0.55	1.35	0.44	1.43	0.51	0.21	0.20	0.53	0.62
Cs	0.06	0.23	0.03	0.04	—	0.04	0.04	—	0.01	—	0.03	0.02	0.04	0.02	0.05	0.02	—	—	0.03	0.05
Ba	38.41	5.66	16.95	3.65	1.48	24.08	12.32	13.94	3.33	4.68	5.81	1.44	3.85	1.67	28.40	3.06	3.21	9.57	13.22	6.32
La	1.30	0.97	0.54	0.29	0.08	0.79	0.59	1.05	0.24	0.19	0.30	0.08	0.20	0.65	0.73	0.49	0.51	0.50	0.22	0.34
Ce	3.38	2.51	1.82	1.00	0.24	2.02	1.83	2.95	0.67	0.66	0.92	0.26	0.46	2.51	1.67	1.78	1.93	1.44	0.58	1.09
Pr	0.57	0.39	0.36	0.18	0.04	0.35	0.34	0.49	0.12	0.14	0.20	0.05	0.07	0.49	0.29	0.34	0.41	0.36	0.10	0.19
Nd	2.90	1.96	2.19	1.01	0.26	1.95	2.03	2.43	0.71	0.91	1.19	0.32	0.31	2.78	1.41	1.99	2.48	2.24	0.60	1.10
Sm	0.83	0.64	0.96	0.40	0.09	0.69	0.76	0.76	0.28	0.38	0.51	0.12	0.08	1.00	0.48	0.84	0.92	0.87	0.25	0.46
Eu	0.35	0.26	0.39	0.15	0.03	0.32	0.29	0.33	0.11	0.14	0.23	0.04	0.03	0.32	0.29	0.30	0.35	0.43	0.16	0.15
Gd	0.93	0.81	1.13	0.45	0.11	0.81	0.85	0.86	0.34	0.45	0.63	0.14	0.10	1.10	0.52	0.99	1.07	1.01	0.30	0.53
Tb	0.16	0.14	0.19	0.07	0.02	0.14	0.15	0.15	0.06	0.08	0.11	0.02	0.02	0.18	0.09	0.16	0.19	0.19	0.05	0.09
Dy	1.02	0.83	1.18	0.46	0.12	0.92	1.03	1.00	0.38	0.49	0.70	0.16	0.11	1.14	0.53	1.02	1.20	1.11	0.34	0.54
Ho	0.22	0.18	0.26	0.09	0.03	0.20	0.22	0.22	0.08	0.10	0.15	0.03	0.02	0.24	0.11	0.20	0.24	0.24	0.07	0.11
Er	0.60	0.49	0.66	0.24	0.07	0.53	0.58	0.56	0.19	0.27	0.39	0.09	0.07	0.62	0.29	0.54	0.62	0.57	0.19	0.30
Tm	0.08	0.07	0.09	0.03	0.01	0.08	0.08	0.09	0.03	0.04	0.05	0.01	0.01	0.08	0.04	0.07	0.82	0.08	0.03	0.04
Yb	0.53	0.46	0.56	0.19	0.07	0.47	0.50	0.50	0.16	0.22	0.32	0.09	0.08	0.51	0.25	0.43	0.50	0.49	0.15	0.25
Lu	0.07	0.07	0.08	0.03	0.01	0.07	0.07	0.07	0.02	0.03	0.05	0.01	0.02	0.07	0.04	0.06	0.07	0.02	0.02	0.03
Hf	0.39	0.65	0.27	0.11	0.04	0.20	0.22	0.22	0.10	0.13	0.17	0.04	0.06	0.33	0.25	0.32	0.45	0.19	0.15	0.19
Ta	0.76	1.94	0.16	0.04	0.01	0.25	0.11	0.06	0.05	0.01	0.35	0.09	0.18	0.03	1.01	0.24	0.01	0.08	0.53	0.16
W	0.58	3.14	0.08	0.75	—	0.35	0.21	—	1.48	—	1.81	0.36	0.58	0.35	0.63	0.47	—	—	0.34	0.26
Tl	0.49	1.75	2.49	0.09	—	0.28	0.28	—	0.11	—	0.36	0.74	0.23	0.16	0.39	0.32	—	—	0.32	0.12
Pb	0.96	1.17	0.59	1.03	0.40	1.31	0.45	1.69	40.37	40.23	0.90	18.92	14.48	2.86	9.58	1.03	0.94	3.58	5.29	4.79
Bi	0.04	0.41	0.02	0.01	—	0.02	0.01	—	0.02	—	0.04	0.02	0.08	0.01	0.05	0.03	—	—	0.02	0.02
Th	0.67	2.52	0.59	0.20	0.02	0.33	0.32	0.05	0.19	0.03	0.39	0.24	0.08	0.18	1.62	0.67	0.02	0.03	0.86	0.34
U	0.11	0.02	0.18	0.21	1.78	0.06	0.23	0.08	0.12	0.32	0.14	0.10	0.20	0.06	0.17	0.21	0.58	1.22	0.78	0.22
Cr	121	521	40	2622	7945	1425	1381	514	2166	3570	282	4754	59	2233	44	1111	1723	13	16	56

Примечание. Анализы выполнены методом ICP MS в лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН. Рст. — расстояние от начала разреза. ГП — порода (Дун — дунит; Пир — клинопироксенит; Вер — верлит; Тыл — Тыллит; ОГ — оливковое габро; Ан — анортосит).

вой. Лишь 4 элемента – Sc, Pb, Co, Cr – обнаруживают положительную корреляцию, приближающуюся к средней (~ 0.20). Таким образом, геохимические градиенты связаны со стратиграфией, причем абсолютное большинство микроэлементов обнаруживает явную тенденцию к накоплению в основании разреза (рис. 9).

Пространственные геохимические зависимости обычно лучше аппроксимируются не линейными, а логарифмическими функциями, отражающими более быстрое и резкое возрастание концентраций вниз по разрезу. Сумма РЗЭ, например, возрастает от 4–5 г/т в верхней части до 20–25 г/т в основании разреза (логарифмический $r = -0.81$). По уровню нормированных концентраций РЗЭ (1–10 хондрита) и по конфигурации графиков (рис. 10) породы разреза образуют довольно тесную группу, характеризующуюся невысоким (1.5–2) отношением La/Yb при некотором преобладании средних РЗЭ. Низкие содержания РЗЭ (около 0.8 хондрита) свойственны оливиновым габбро, наиболее высокие (10 и выше) – порфирокластическим тылаитам нижней 3-км зоны. Поля оливиновых габбро и тылаитов связаны постепенным переходом. Весь диапазон содержания РЗЭ в пироксенитах вписывается в поле оливиновых габбро. Особняком стоят только метадуныты с низкими (около 0.3 хондрита) концентрациями РЗЭ. Всем плагиоклазсодержащим породам свойственна **Eu-аномалия**, значения которой хорошо коррелируют с количеством плагиоклаза.

Сильные парные связи между некоторыми элементами (например, TR–Y, Zr–Hf) хорошо известны и в данном случае лишь подтверждаются (табл. 3, колонка 7).

Особого внимания заслуживает очень сильная корреляция двух микроэлементов с содержаниями минеральных фаз: **Sr ($r = 0.93$) – с содержанием плагиоклаза** (рис. 11), а Sc ($r = 0.91$) – с содержанием клинопироксена (рис. 12).

Плагиоклаз является практически монопольным минералом-концентратором Sr, а клинопироксен – Sc в породах разреза. Валовые содержания Sr (амплитуда – от 5 до 1278 г/т) обнаруживают корреляцию средней силы ($r = -0.38$) с положением в разрезе. Однако это происходит в основном не из-за увеличения количества плагиоклаза, а из-за увеличения концентраций Sr в плагиоклазе, которое изменяется по логарифмическому закону – от 800 г/т в оливиновых габбро верхней части разреза до 1900 г/т в порфирокластических тылаитах основания разреза [8]. Таким образом, в разрезе Денежкинского блока зафиксирована не единая, равновесная эквипотенциальная система Sr, а градиент Sr, направленный к основанию разреза.

ОБСУЖДЕНИЕ

Структура. Признаки мощного пластического течения и проникающих сколовых деформаций,

беспорядочное чередование петрографических разностей как следствие отсутствия единого химического тренда в разрезе, свидетельствуют в пользу идеи горячей тектонической смеси – горячего *автокластического* меланжа. Ни в одном блоке горячего меланжа не обнаружено следов какого-либо исходного вещества, кроме вещества Тагильского (дунит, пироксенит) и Сухогорского (оливин-анортитовое габбро) комплексов Платиноносного пояса. В свете этого достаточно просто объясняется такая особенность разрезов, как присутствие дунитовых тел на любых стратиграфических уровнях, необъяснимое, если исходить из идеи фракционирования. Масштаб горячего тектонического перемешивания несопоставим с размерами даже самых крупных массивов, а план, стиль и температуры деформаций (уровень гранулитовой фации низкого давления) не имеют ничего общего с таковыми в зеленокаменном геологическом окружении Пояса. Из этого следует, что сложно построенные блоки Тылайского комплекса с их древней структурой можно рассматривать всего лишь как фрагменты каких-то гораздо более крупных масс. Формирование этих масс происходило в древней глубинной зоне, конфигурация, геологическое место, термодинамический режим и время существования которой (до позднего силура) достаточно надежно реконструируются [4].

Химические особенности разреза. Упорядоченное расположение точек валовых составов на диаграммах (рис. 8) резко контрастирует с совершенно незакономерным распределением тех же составов в разрезе. Если бы непрерывный химический тренд был результатом фракционирования магмы, он должен был бы коррелировать со стратиграфией полосатой толщи, в которой, как обычно считают, запечатлен порядок осаднения кумулятивных слоев. Однако, с другой стороны, если бы имело место чисто механическое смешение двух исходно дискретных элементов горячего *автокластического* меланжа, следовало бы ожидать появления бимодальной или даже тримодальной химической серии. Однако этого нет, и можно предполагать, что непрерывность химического тренда обусловлена другой причиной – биметасоматическим обменом, т.е. химическим смешением тех же элементов горячей тектонической смеси (дунит-пироксенитовый конечный член обогащался, в первую очередь Al, а оливин-габбровый – Mg). По-видимому, это привело, в конечном счете, к появлению на диаграммах непрерывного петрографического ряда без признаков дискретности – от оливиновой породы до пироксенита, габбро и анортозита, а в разрезе – хорошо известной картины непрерывных и многократных петрографических переходов.

Ряд химических особенностей находится в резком противоречии с идеей фракционирования, но не находит адекватного объяснения и в схеме про-

Таблица 3. Пространственные тренды и коэффициенты корреляции между валовыми содержаниями микроэлементов и расстояниями по разрезу

Пространственная корреляция						Статистика, $\pm r$
Элемент	амплитуда, г/т	$\pm r$	элемент	амплитуда, г/т	$\pm r$	
1	2	3	4	5	6	7
TR	1.1–40.5	–0.69	In	0.006–0.11	–0.27	TR–Y(0.90)
Rb	0.06–2.5	–0.67	Zn	19–95	–0.25	Al–Ga(0.90)
Zr	0.8–24	–0.61	Cs	0.04–0.23	–0.21	Zr–Hf(0.86)
Hf	0.04–1.01	–0.60	Cu	3–800	–0.20	Ti–V(0.81)
Be	0.007–0.5	–0.59	Mo	0.2–2.2	–0.03	Li–Be(0.61)
Y	0.57–23.1	–0.58	Ta	0.005–1.94	–0.03	
Li	0.83–8.61	–0.55	Bi	0.005–0.405	–0.03	
Ba	1.6–155	–0.53	W	0.07–3.1	0.00	
Na	205–26975	–0.48	Tl	0.04–2.5	0.04	
P	8–2241	–0.48	Th	0.001–2.5	0.04	
Ti	193–5600	–0.48	Cd	0.02–0.17	0.06	
B	0.43–17.8	–0.46	Se	0.01–0.11	0.08	
Sr	5–1278	–0.38	As	0.08–1.95	0.10	Fsp–Sr (0.93)
Mn	310–2550	–0.34	Sc	9–170	0.18	Fsp–Ba (0.62)
V	26–887	–0.32	Pb	0.4–40	0.24	Cpx–Sc (0.91)
Ga	0.78–22.3	–0.31	Co	17–182	0.25	
Nb	0.3–1.6	–0.31	Cr	13–8000	0.25	
Ag	0.02–0.37	–0.29				

стого смещения (например, аномальный градиент состава плагиоклаза): нижние горизонты разреза содержат наиболее кислый новообразованный плагиоклаз, а выше располагается мощная толща пород с анортитом. Факт местного обогащения щелочами, понижения основности плагиоклаза и появления биотита в тылаитах отмечен давно [7, с. 74], но не находил объяснения. Поскольку исходные компоненты горячей смеси не имели необходимого внутреннего ресурса щелочей и кремнезема для образования кислого плагиоклаза, следует предполагать, что в эпоху образования горячего меланжа имел место привнос вещества из внешнего источника. Об источнике привноса указанных петрогенных компонентов можно говорить пока только в предположительной форме. Но, во всяком случае, им не могло быть современное окружение массива, да и вообще материал верхней коры, судя по низким отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах разреза. Не могла быть зоной проницаемости для агента метасоматоза и зона горячего шва, поскольку многочисленные габбровые жилы в дунитах Желтой Сопки содержат анортит и практически не содержат калия. Вероятно предположение о привносе Na, K и Si из внешнего источника в ранние этапы эволюции блока горячего меланжа, до его объединения с блоком Желтой Сопки.

Сказанное о привносе из внешнего источника в еще большей степени относится к микроэлементам. Ясно, что исходные элементы горячего меланжа не имели необходимого внутреннего ресурса микроэлементов. Установленные геохимические градиен-

ты связаны со стратиграфией блока, причем абсолютное большинство микроэлементов обнаруживает явную тенденцию к накоплению в основании разреза (рис. 9). Гранулометрические измерения показали, что геохимические градиенты связаны с микроструктурным градиентом, выражающимся в возрастании контрастности (крупные порфиорокласты – мелкозернистая матрица) и напряженности микроструктуры пород к основанию разреза [11]. Таким образом, химические и структурные изменения связаны общей причиной, выразившейся в нарастании деформации к основанию разреза.

ВЫВОДЫ

Денежкинский блок горячего меланжа обладает хорошо выраженным концентрическим центриклинальным структурным рисунком, похожим на таковой расслоенных интрузий. Однако особенности химической структуры слагающей его стратифицированной серии не являются ее первичной особенностью, связанной с камерной кристаллизацией магмы, демонстрируя нечто противоположное тому, что имеет место в разрезах расслоенных интрузий. Наиболее непротиворечиво они объясняются исходя из предположения о динамометаморфической природе слагающего разрез горячего меланжа, представляющего собой тектоническую смесь двух исходных элементов – дунит-пироксенитового и оливин-габбрового, уравновешенную в условиях гранулитовой фации низкого давления и при общем уровне летучести кислоро-

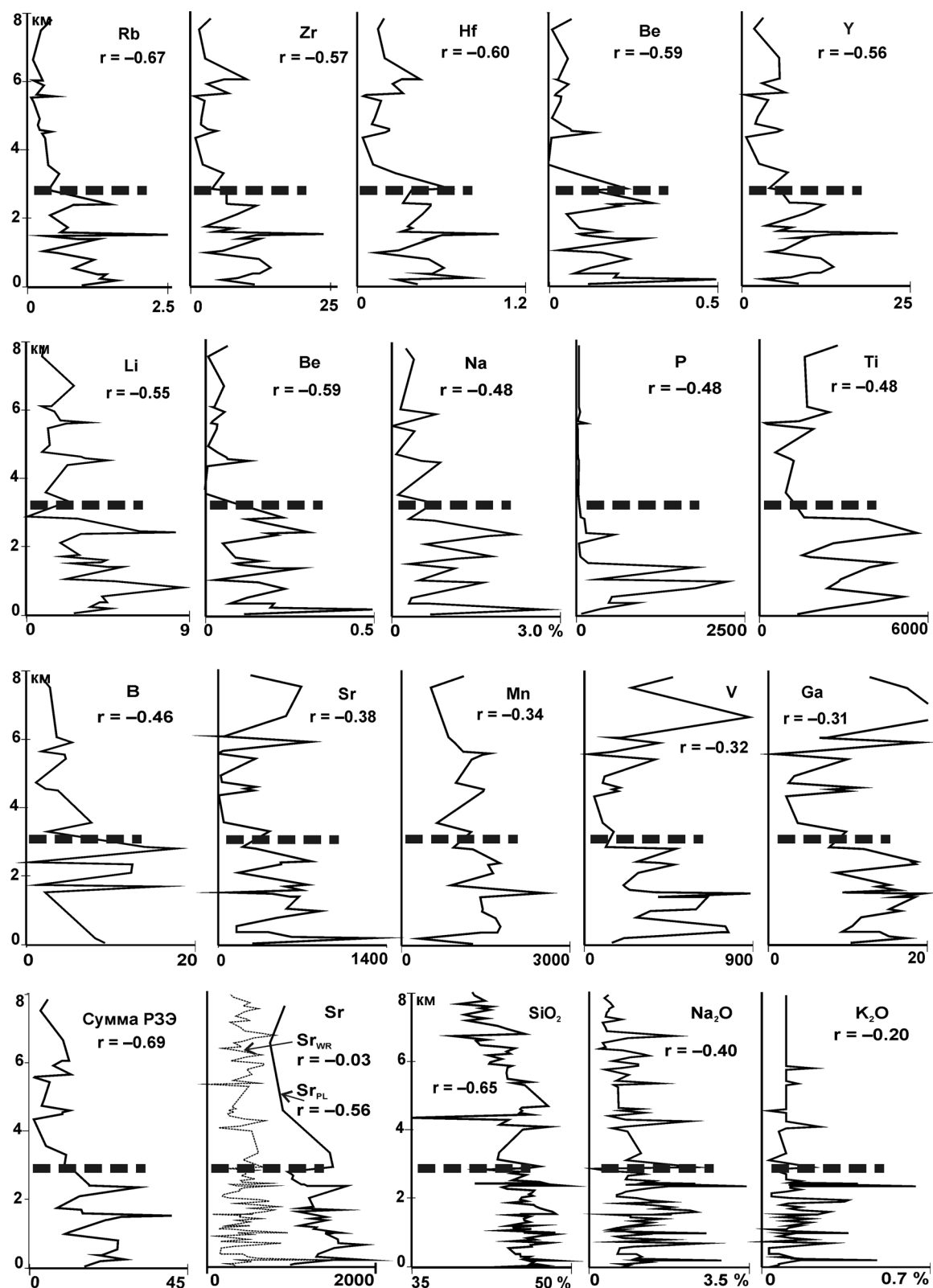


Рис. 9. Графики, иллюстрирующие поведение микроэлементов и некоторых петрогенных элементов (Si, Na и K) в разрезе Денежкинского блока горячего меланжа.

Вертикальная ось каждого графика – расстояние от начала разреза, горизонтальная – концентрация микроэлемента в г/т (для петрогенных элементов – в мас. %). На каждом графике обозначен коэффициент линейной корреляции между концентрацией и расстоянием по разрезу. Жирная штриховая линия на каждом графике обозначает верхнюю границу нижней 3-километровой зоны разреза, сложенной тектонитами с особо ярко выраженной порфирокластической микроструктурой.

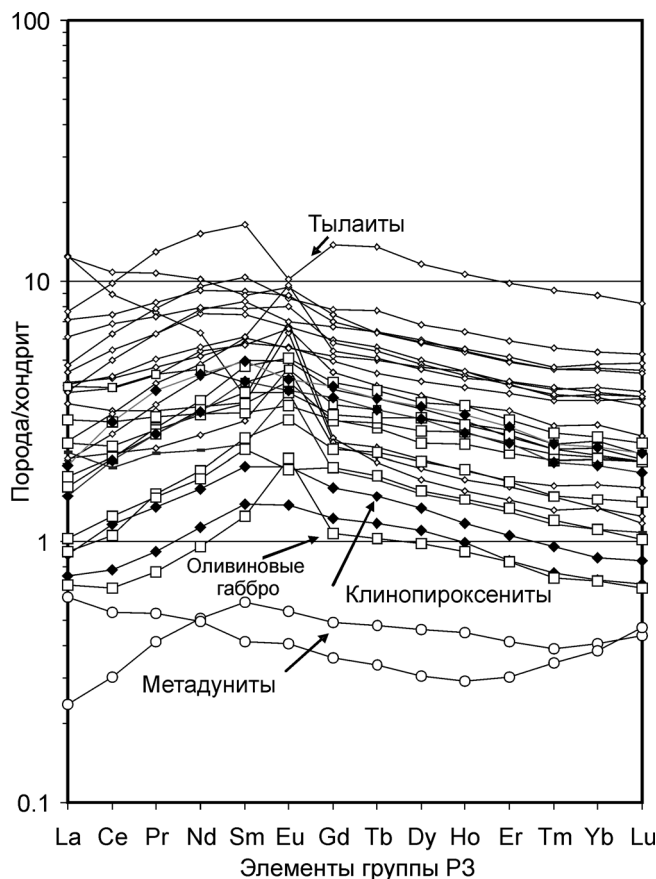


Рис. 10. Спектры элементов группы редких земель в породах разреза горячего меланжа Денежкина Камня.

да. Хаотичность пространственного распределения пород есть результат тектонического смешения исходных элементов горячего меланжа, а непрерывность химического тренда обусловлена химическим обменом между ними.

Поскольку исходные компоненты горячей смеси не имели необходимого внутреннего ресурса микроэлементов, а также щелочей и кремнезема, следует предполагать, что в эпоху образования горячего меланжа имел место привнос вещества из внешнего источника. Геохимические градиенты связаны со стратиграфией блока, причем абсолютное большинство микроэлементов обнаруживает явную тенденцию к накоплению в нижней 3-километровой зоне разреза, сложенной породами с резко выраженной порфиروкластической структурой.

Общей причиной сопряженных микроструктурных и химических изменений пород и минералов в разрезе блока, вероятнее всего, является тектонометаморфическая трансформация большой массы горячей тектонической смеси, имевшая место до перемещения массива в толще верхней коры.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 23 (проект 12-П-5-2015).

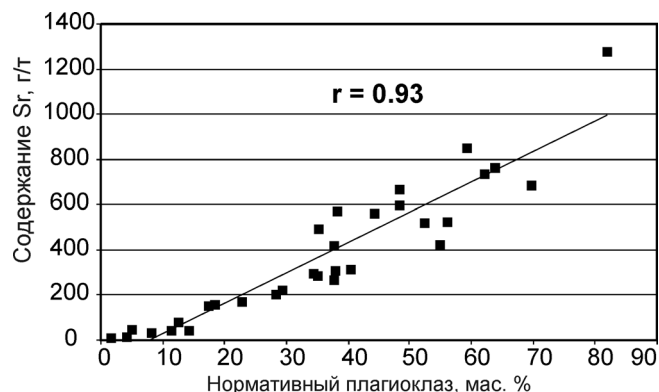


Рис. 11. Содержания Sr в породах разреза как линейная функция количества монополюсного концентратора – плагиоклаза – с постоянным Sr_{Pl} , равным примерно 1100 г/т.

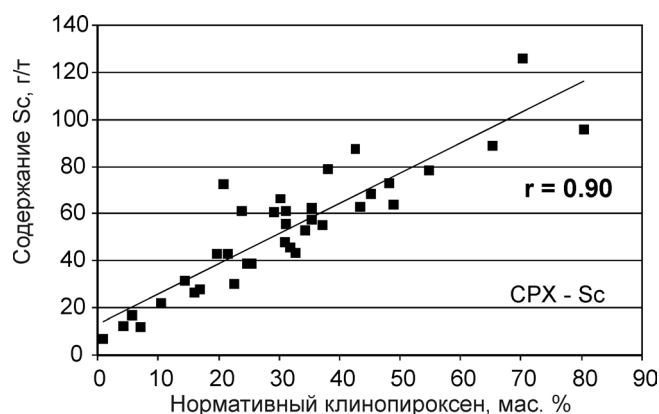


Рис. 12. Содержания Sc в породах разреза как линейная функция количества монополюсного концентратора – клинопироксена – с постоянным Sc_{Cpx} , равным примерно 130 г/т.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дюпарк Л. Платина и платиновые месторождения на Урале // Горн. Журнал. 1913. № 1-2. С. 40–73. № 3. С. 282–305.
2. Ефимов А.А. "Горячая тектоника" в гипербазах и габброидах Урала // Геотектоника. 1977. № 1. С. 24–44.
3. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М: Наука, 1984. 232 с.
4. Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектонометаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 31–39.
5. Ефимов А.А. Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера. 2010. № 5. С. 34–53.
6. Ефимов А.А., Вотяков С.Л., Чапухин И.С. Эволюция дунитов Платиноносного пояса Урала: роль химического, температурного и кислородного факторов // Докл. АН. 2005. Т. 405, № 1. С. 93–98.
7. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.

8. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И.* Стронций в плагиоклазе уральских габбро: петрогенетический и прикладной аспекты // *Геохимия*. 1989. № 11. С. 1541–1553.
9. *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.
10. *Ефимов А.А., Маегов В.И.* О природе “скрытой расслоенности” в разрезе полосатой габбро-гипербазитовой серии Денежкина Камня (Северный Урал) // *Докл. АН СССР*. 1981. Т. 256, № 3. С. 658–662.
11. *Ефимов А.А., Новенко П.В.* Связь микроструктурной и химической эволюции в породах горячего меланжа Денежкина Камня (Платиноносный пояс Урала) // *Ежегодник-2004*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 131–135.
12. *Ефимов А.А., Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В.* Блоки доордовикских пород в структуре Платиноносного пояса Урала: Sm-Nd изотопный возраст дунит-пироксенит-тылаитового комплекса (горячего меланжа) массива Денежкин Камень // *Литосфера*. 2010. № 2. С. 35–46.
13. *Заварицкий А.Н.* Коренные месторождения платины на Урале // *Материалы по общей и прикл. геологии*. Вып. 108. Л.: Изд. Геол. Ком., 1928. 56 с.
14. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 479 с.
15. *Иванов О.К.* Высокотемпературные зональные контактовые образования дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала // *Советская геология*. 1979. № 1. С. 49–60.
16. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале // *Тр. СПб общ. естествоисп.* 1900. Т. 30, № 5. 257 с.
17. *Перцев А.Н.* Магматическая природа ультрамафит-габбровой ассоциации массива Кытлым, Платиноносный пояс Урала // *Петрология*. 2003. Т. 8, № 4. С. 370–393.
18. *Попов В.С., Беляцкий Б.В.* Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // *Докл. АН*. 2006. Т. 409, № 1. С. 104–109.
19. *Решитко В.А.* Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов Платиноносного пояса Урала и их происхождение // *Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала*. Т. 1. Свердловск: УФАН СССР, 1963. С. 393–404.
20. *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.
21. *Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В. и др.* Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // *Геохимия*. 1999. № 4. С. 352–370.
22. *Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В.* Нефелинсодержажие тылаиты в дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса Урала // *Изв. РАН. Сер. геол.* 1992. № 4. С. 74–84.
23. *Чапхун И.С., Вотяков С.Л., Ефимов А.А., Щапова Ю.В., Семенкин В.А.* Хромшпинелиды Кондерского дунитового массива (Алданский щит): ЯГР исследование, особенности связи металл-кислород по данным квантово-механических расчетов, приложения для оксидометрии ультрамафитов // *Ежегодник-2001*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 147–156.
24. *Чапхун И.С., Вотяков С.Л., Пушкарев Е.В. и др.* Оксидометрия ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // *Геохимия*. 2002. № 8. С. 846–863.
25. *Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al.* Recycling of continental crust into mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // *Terra Nova*. 2001. V. 13, № 6. P. 407–412.
26. *Burg J.P., Bodinier J.-L., Gerya N. et al.* Translithospheric mantle diapirism: geological evidence and numerical modeling of the Kondyor zoned ultramafic complex (Russian Far-East) // *J. Petrol.* 2009. V. 50, № 2. P. 289–321.
27. *Duparc L., Pearce F.* Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kizelowskaya datcha (gouvernement de Perm) // *Mem. Soc. Phys. de Geneve*. 1902. V. 34, fasc. 2. P. 57–218.

Рецензент С.А. Паланджян

Hot melange of the Uralian Platinum Belt: Chemical structure as a genetic criterion

A. A. Efimov

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The Uralian Platinum Belt consists of tectonically combined and uneven-aged genetic units (complexes). One of them (Tylai complex) composes in the Belt from 58°40' up to 60°40' N four concentric structure large blocks in which dunites, clinopyroxenites and gabbro of a special type, tylaits, are alternating and interstratifying. Processes of plastic deformation, tectonic and chemical mixture of the solid initial elements – dunite-pyroxenitic and olivine-gabbroic (hot melange) – are recorded in the section of the Tylai complex. All thickness of the section is close to conditions of chemical equilibrium. In the Denezhkin block the overwhelming majority of trace elements find the tendency to accumulation in the basis of the section. Features of chemical structure of hot melange are not connected with crystallization of magma in a magma chamber. They show something opposite to pictures that take place in sections of layered intrusions, and are most reconcilable from the assumption about dynamo-metamorphic nature of hot melange composing sections.

Key words: *Platinum Belt, hot melange, dunite, clinopyroxenite, olivine gabbro, tylait, hot tectonics, metamorphism, isotope age.*