

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АМУРСКОГО СТРАТИФОРМНОГО ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© 2018 г. М. В. Сначёв¹, А. В. Сначёв²

¹ ПАО «Газпромнефть НТЦ», г. Санкт-Петербург

² Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

Стратиформное полиметаллическое оруденение во всем мире характерно для пассивных континентальных окраин и внутренних бассейнов, а также для внутриконтинентальных рифтов и авлакогенов [7]. Среди сульфидных месторождений, расположенных среди вулканогенно-осадочных, терригенных и терригенно-карбонатных пород, выделяются три основных типа: SEDEX (седиментационно-экспаляционный) (sedimentary exhalative), MVT (Mississippi Valley-type) (миссисипский) и VHMS (вулканогенно-осадочный) (Volcanic-hosted massive sulfides), или сокращенно, VMS (volcanogenic massive sulfides); для каждого из них характерны специфическое геологическое строение и различные генетические модели образования [8]. Вместе с тем установлено, что между SEDEX и MVT, а также SEDEX и VHMS типами существуют промежуточные члены ряда [23]. Приведенный ниже краткий обзор перечисленных типов сульфидных месторождений основан на фундаментальной сводке В. Гудфеллоу и Дж. Лидона «SEDEX Deposits».

Основными чертами объектов SEDEX типа являются: отсутствие видимой связи с вулканизмом, залегание среди терригенных и терригенно-карбонатных пород, близкий возраст с вмещающими отложениями. Кроме того, их образование связано с гидротермальной деятельностью в осадочных бассейнах, расположенных в континентальных рифтах; морфология рудного тела ограничена параметрами локальных депрессий. Осаждение сульфидных минералов происходит на довольно значительном расстоянии от источника и связано с резким изменением окислительно-восстановительных свойств среды при переходе от силикатных осадков, характерных для вулканических зон, к углеродистым и карбонатным. Контакт между осадками и стратифицированными рудными фациями преимущественно постепенный, хотя в ряде случаев переход самих рудных тел во вмещающие породы может быть резким. Очень важными особенностями месторождений данного типа являются возрастание отношения содержания цинка к свинцу с удалением от зоны разгрузки, а также слабо проявленная рудоподводящая зона со связанными с ней гидротермальными изменениями.

Все колчеданные месторождения относятся к VHMS типу. Они располагаются среди вулканогенно-осадочных пород и образуются непосредственно в зоне выхода гидротермального флюида на дно водного бассейна, что подразумевает одновозрастность рудных тел и вмещающих их отложений. По данным ряда исследователей [6, 24], в колчеданных рудах можно выделить три главных генетических типа: **осадочный** (преимущественно массивные), формирование которого связано с деятельностью «черных курильщиков» и отложением рудного вещества на дне водоема; **обломочный**, образующийся в процессе разрушения рудных «грифонов», сульфидных труб («chimneys»); и **гидротермально-метасоматический**, представляющий собой объемные тела прожилково-вкрапленных руд среди четко проявленных метасоматитов, развитых по периферии подводящего канала и образующих симметричную зональность, чего не наблюдается в месторождениях SEDEX типа.

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения миссисипского (MVT) типа являются эпигенетическими по отношению к вмещающим их преимущественно карбонатным породам и располагаются внутри них или в основании осадочной толщи. Руды рассматриваемых месторождений всегда моложе вмещающих отложений и образуются в большинстве случаев на значительном расстоянии от источника рудоносного флюида. Осаждение сульфидов цинка и свинца, так же как и в случае с месторождениями SEDEX типа, связано с резким изменением окислительно-восстановительных характеристик карбонатных пород по сравнению с силикатными осадками.

Стратиформное полиметаллическое оруденение известно практически во всех структурно-формационных зонах Южного Урала: Башкирском мегантиклинории (Медведевское, Зло-

казовское, Кужинское, Беркутовское, Балта-Юртовское, Аршинское, Северо-Аршинское, Верхнее-Аршинское и ряд более мелких), Магнитогорском мегасинклинии (большое количество колчеданных месторождений — Учалинское, Гайское, Сибайское, Подольское и др., а также Амурское), Восточно-Уральском поднятии (Андрее-Юльевская группа), Восточно-Уральском прогибе (Биксизак).

Стратиформные объекты Башкирского мегантиклинория приурочены к рифейским терригенно-карбонатным отложениям. Во многих из них кроме сульфидной отмечается и баритовая минерализация. По мнению Т.И. Ширококовой [22], все руды этих месторождений можно разделить на два типа: седиментогенные в глинисто-карбонатных породах нижнего и среднего рифея (Верхне-Аршинское, Кужинское и др.), соответствующие SEDEX типу по новой классификации, и метасоматические и гидротермально-метасоматические в карбонатных породах верхнего рифея (Балта-Юртовское и др.), которые можно отнести к миссисипскому или MVT типу. Геодинамическая обстановка накопления рифейских преимущественно терригенных и терригенно-карбонатных отложений, вмещающих стратиформные полиметаллические руды, соответствовала авлакогенам, локальным грабенам, заложенным на континентальной коре кратона в результате нескольких циклов процесса растяжения, проявление которого сопровождалось вспышками магматизма [11]. В более широком геодинамическом контексте предполагается связь этих рифтогенно-магматических процессов с суперплюмами [12].

Многочисленные колчеданно-полиметаллические месторождения Магнитогорского мегасинклинии принадлежат вулканогенно-осадочному VHMS типу. Их образование происходило в среднедевонское время и контролировалось рифтогенными структурами, формировавшимися в предостроводужную стадию или в обстановке междуговых рифтов [14]. Нетипичное для Магнитогорской структурно-формационной зоны Амурское месторождение более подробно рассмотрено ниже.

В пределах Восточно-Уральского поднятия известны Крестовоздвиженское, Гавриило-Архангельское, Андреевское и Каменно-Павловское свинцово-цинковые рудопроявления, входящие в Андрее-Юльевскую группу. Все они расположены либо среди мраморов предположительно рифейского возраста [19, 20], либо каменноугольных мраморизованных известняков, «зажатых» между Пластовским, Борисовским и Санарским гранитными массивами. И.Б. Серавкин и В.И. Сначёв [15] полагают, что стратиформное прожилково-вкрапленное оруденение является сингенетичным мраморам, а гнездовые и жильные руды, отмеченные как в мраморах, так и мраморизованных известняках, образовались при регенерации стратиформной минерализации в процессе становления гранитоидных интрузий. В этой связи прожилково-вкрапленное оруденение следует отнести к SEDEX типу, а гнездовое и жильное — миссисипскому (MVT типу).

Месторождение Биксизак является пока единственным известным стратиформным объектом Восточно-Уральского прогиба. Оруденение развито на двух стратиграфических уровнях. Нижнее пластообразной формы рудное тело залегает в кровле толщи известняков ордовикско-силурийского возраста, а верхнее — расположено в кровле линзы позднедевонско-нижнекаменноугольных известняков. По данным В.И. Сначёва и Н.С. Кузнецова [18], месторождение является гидротермальным эпигенетическим и его образование связывается со становлением субвулканических интрузий кварцевых диоритов в раннекаменноугольное время. Оно несомненно относится к миссисипскому типу.

Обратимся к Амурскому стратиформному существенно цинковому месторождению [21] (рис. 1). Учитывая тот факт, что в его пределах достоверно известны отложения не древнее девона, раннепалеозойскую историю восточного фланга Магнитогорской мегазоны приведем согласно работам В.Н. Пучкова [10, 11], а также А.В. Сначёва и др. [16] по Арамилско-Сухтелинской зоне, являющейся северным продолжением рассматриваемой территории и где ордовикско-девонские отложения хорошо сохранились.

Магнитогорская мегазона в своем развитии прошла стадии континентального рифтогенеза, океанического спрединга, островодужную, коллизионную (рис. 2). Начало палеозойскому циклу развития было положено в кембро-раннеордовикское время, когда образовалась сложная южноуральская система рифтовых зон, в пределах которых накапливались отложения грабеновой

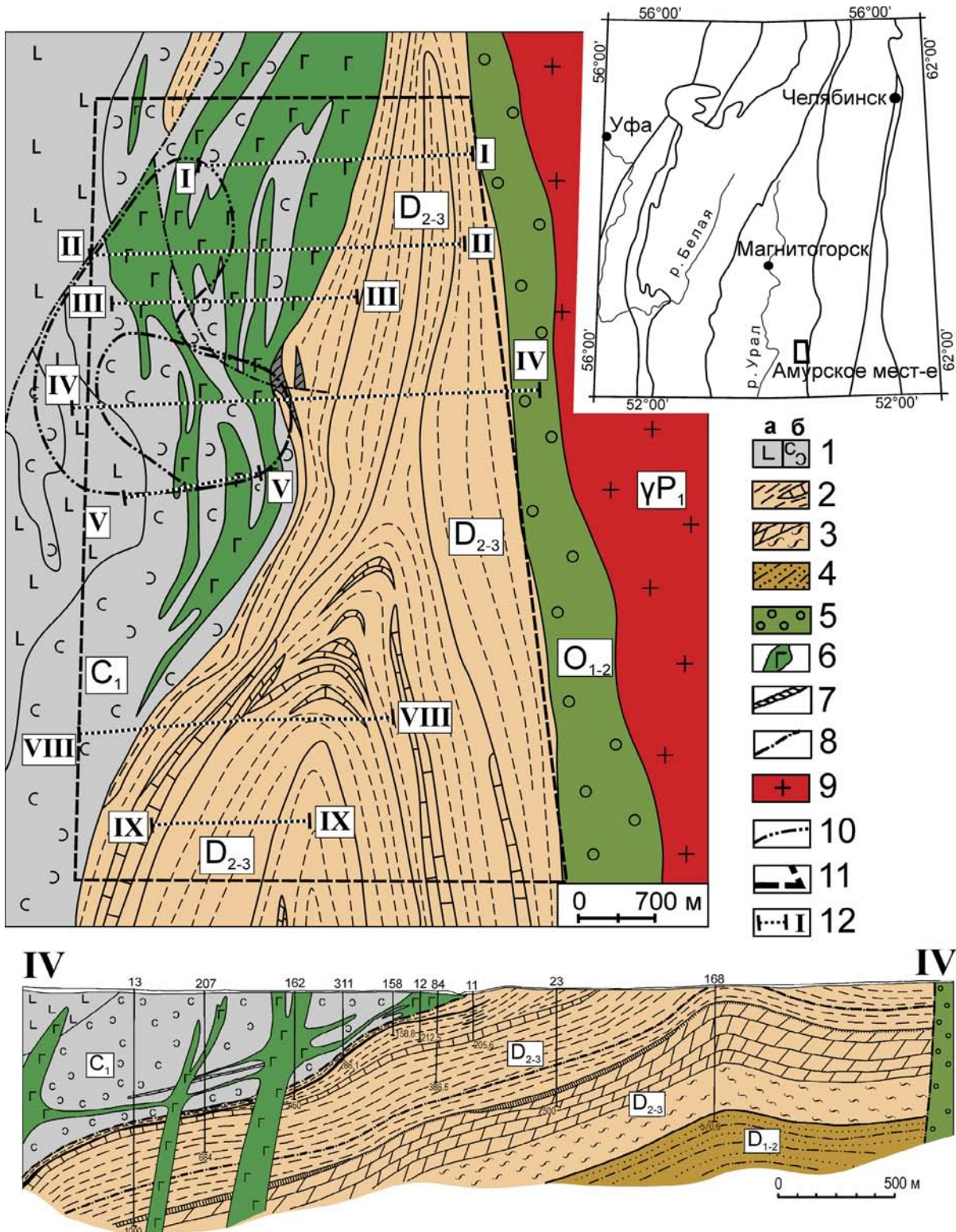


Рис. 1. Геологическая карта Амурского месторождения. Составлена А.Д. Штейнбергом и др. [1976ф]

Условные обозначения: 1 — вулканогенная толща (C₁): базальты и андезибазальты (а), туфы и туффиты основного состава (б); 2 — флишеидная толща (D₂₋₃), верхняя пачка: углеродисто-глинистые, углеродисто-глинисто-известковистые сланцы, мраморизованные известняки; 3 — флишеидная толща (D₂₋₃), нижняя пачка: метаморфические сланцы и мраморизованные известняки; 4 — молассоидная толща (D₁₋₂): гранитизированные аркозовые песчаники; 5 — полимиктовые песчаники рымникской свиты (O₁₋₂); 6 — габбро, габбро-долериты; 7 — рудные тела; 8 — разломы и зоны расщепления; 9 — граниты (γP₁); 10 — проекция рудного тела на поверхность; 11 — контур геологического отвода (см. рис. 3, 4); 12 — поисковые профили 2007–2008 гг. и их номер.

формации. В Магнитогорской мегазоне наиболее ранние проявления вулканизма, связанные с континентальным рифтогенезом, представлены субщелочными и траппоидными вулканитами поляковской (на западе) и шеметовской (на востоке) толщ, без типичных для рифтовых формаций грубообломочных отложений. Восточнее, в пределах Восточно-Уральского поднятия, ордовикские вулканиты также могут рассматриваться в качестве составных частей типичных грабеновых ком-

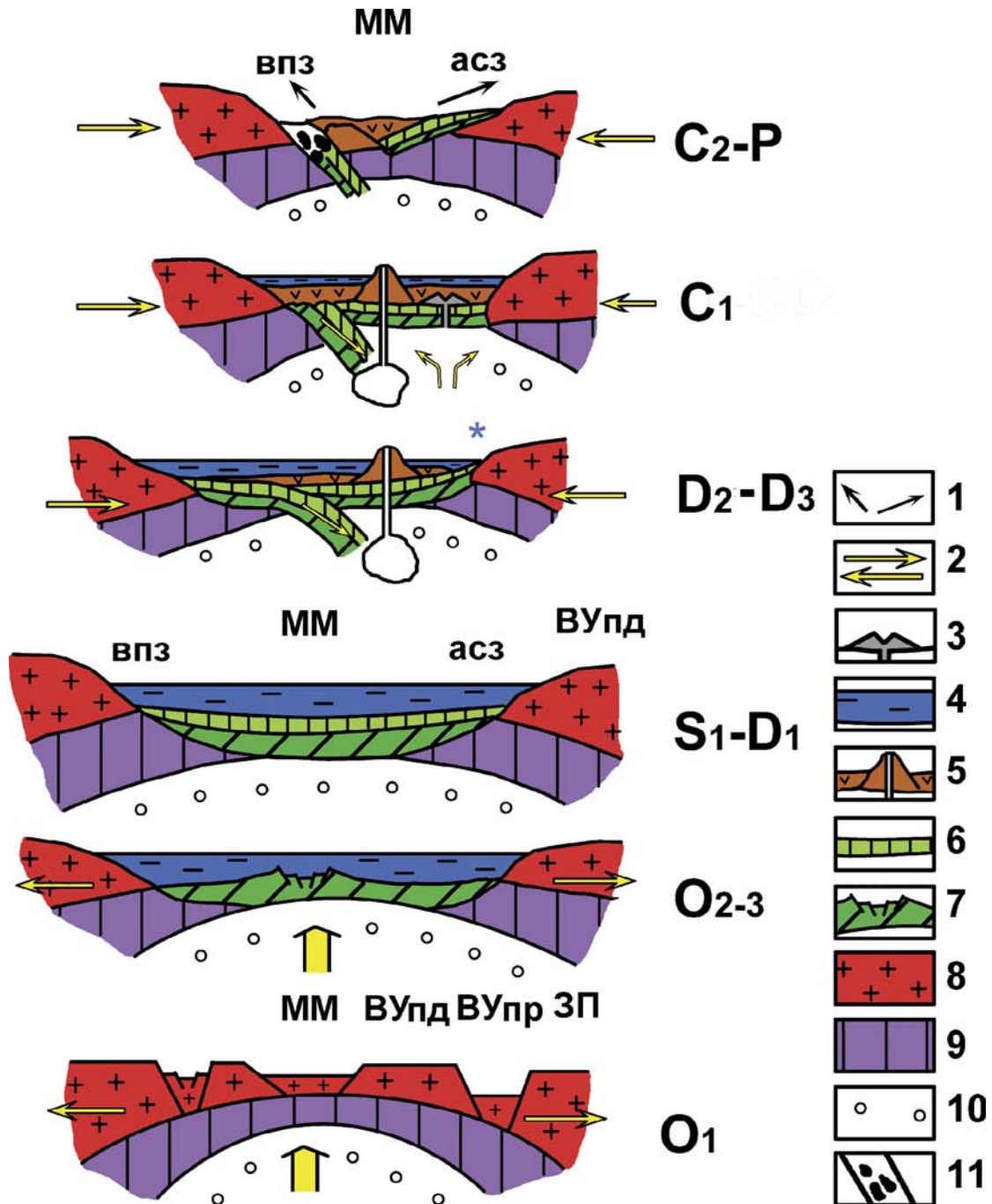


Рис. 2 Геодинамическая реконструкция Магнитогорской структурно-формационной зоны в палеозое [16]

Условные обозначения: 1 — направление перемещений по крупнейшим разломам в коллизионную стадию, 2 — направление движения мантийного вещества и блоков коры, 3 — зона рифтогенеза в тылу зоны субдукции, 4 — морская вода, 5 — вулканогенно-осадочные отложения, 6 — кремнисто-углеродистые отложения, 7 — океаническая кора, 8 — континентальная кора, 9 — мантия нормальная, 10 — мантия аномальная, 11 — офиолитовый меланж. Голубая звездочка — предполагаемое положение Амурского месторождения на границе Магнитогорской мегазоны и Восточно-Уральского поднятия. ММ — Магнитогорская мегазона, впз — Вознесенско-Присакмарская зона, асз — Арамил'sко-Сухтелинская зона, ВУпд — Восточно-Уральское поднятие, ВУпр — Восточно-Уральский прогиб, ЗП — Зауральское поднятие.

плексов. Так, среди терригенно-обломочных образований маячной свиты отмечены маломощные пикритобазальты трапповой формации.

Перерастание континентального рифтогенеза в спрединг океанической коры произошло в Магнитогорской мегазоне на границе с Восточно-Уральской в конце раннего – начале среднего ордовика. В это время на базит-гипербазитовом основании формируются глубоководные подушечные базальты толеитовой серии, а затем углеродистые отложения [4]. На рубеже раннего и среднего девона (эмс) растяжение сменилось сжатием, что привело к формированию здесь зоны субдукции с восточным падением и преимущественно известково-щелочных базальтов островодужного типа. Большая часть ордовикских образований была поглощена зоной субдукции: базальты поляковской свиты сохранились фрагментарно лишь в крайней западной части Магнитогорской мегазоны в виде блоков среди серпентинитового меланжа. Океанические базальты восточного ее фланга (шеметовская толща) в результате коллизии были шарьированы в восточном направлении на западный край Восточно-Уральского микроконтинента.

Структурная перестройка произошла в эмское время, когда здесь начала формироваться островная дуга, просуществовавшая вплоть до фамена. Развитие островной дуги, являющейся главным поверхностным проявлением субдукции, сопровождалось периодически возникавшими процессами внутридугового рифтогенеза и задугового спрединга. В фаменское время в связи с поглощением океанической коры и коллизией пассивной окраины Восточно-Европейского континента и Магнитогорской островной дуги произошло образование Зилаирского флишевого прогиба. Формирование раннекаменноугольных вулканитов, широко развитых в восточной и центральной частях Магнитогорской мегазоны, характеризует процесс разрушения островной дуги и отчасти приобретает черты рифтогенного (возможно, в тылу новой, Валерьяновской зоны субдукции).

Судя по приведенным в работе М.В. Сначёва и др. [21] данным, в пределах Амурского месторождения в ранне-среднедевонское время накапливались аркозовые песчаники (молассоидная толща), превращенные в дальнейшем в результате метаморфических процессов в кварциты и кварц-полевошпатовые породы. Такой состав терригенных отложений свидетельствует о размыве сиалического источника, возможно древнего. Интересно было бы в дальнейшем изучить возраст цирконов из этой толщи. Во всяком случае размываемым источником была не островная дуга, а скорее фундамент ныне погребенного микроконтинента в краевой части Восточно-Уральского поднятия. На образованиях молассоидной толщи без перерыва и стратиграфического несогласия отлагались граувакковые песчаники, аргиллиты, алевролиты с прослоями карбонатных пород (нижняя пачка флишеидной толщи), по которым затем сформировались полевошпат-кварц-биотитовые, биотитовые, биотит-хлоритовые метаморфические сланцы, мрамора, мраморизованные и доломитизированные известняки. Доля карбонатных пород и углеродистых алевролитов и аргиллитов с течением времени в осадках увеличилась и стала преобладающей (верхняя пачка флишеидной толщи). В современном разрезе они представлены кремнисто-глинистыми, карбонатно-углеродистыми, углеродистыми сланцами, известняками, мраморизованными известняками. Вулканогенный материал (базальты, андезибазальты, их туфы) отмечен лишь в верхней части флишеидной толщи, обозначая зону, удаленную от активного вулканизма. При этом основные эффузивы несут четко выраженные островодужные характеристики. Влияние островной дуги чувствуется с начала формирования граувакковой флишеидной толщи и появление маломощных прослоев эффузивов только подтверждает такое предположение.

Итак, можно предположить, что в конце средне- – начале позднедевонского времени на границе Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон на удалении от области активного вулканизма существовала локальная депрессия, на мелководных участках которой отлагались песчано-алевролитовые осадки и биохемогенные карбонаты. В более глубоководных зонах шельфа и континентального склона формировались в это же время мощные терригенно-углеродистые, иногда слабоизвестковистые осадки, а также сюда поступали обогащенные рудными компонентами (преимущественно цинком) и органическим веществом растворы. Судя по рисовке дна палеодепрессии, рудный материал поступал с северо-западного направления [17].

Рельеф палеобассейна не был однородным (рис. 3), в его пределах существовали отдельные локальные впадины, в которых накапливался поступающий из черных курильщиков отдаленной

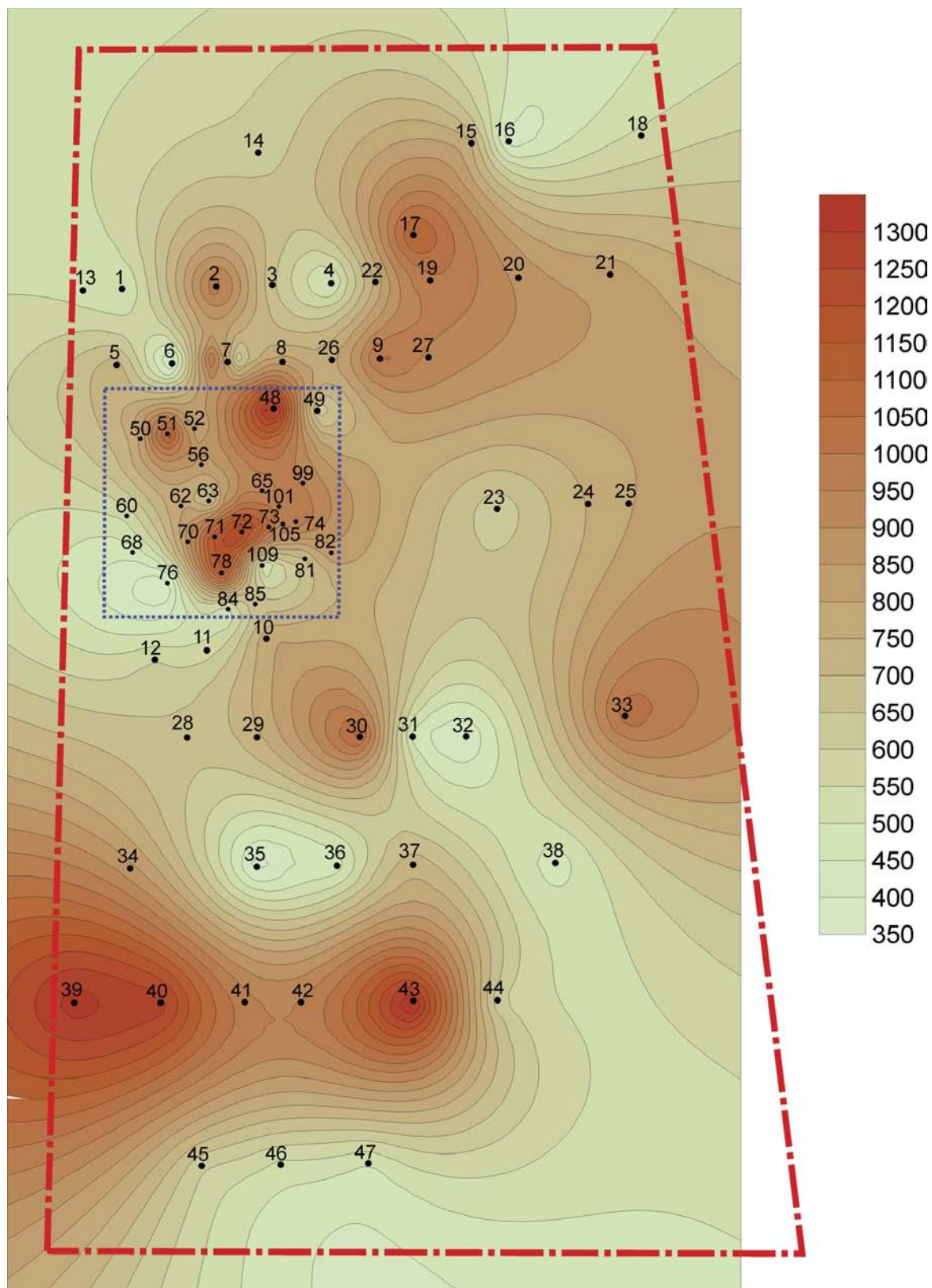


Рис. 3. Схема рельефа дна палеобассейна, рассчитанная по параметру $S = \text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{CaO} + \text{MgO}) \times 1000$ (выражен в молекулярных количествах) в углеродистых отложениях в пределах геологического отвода (положение участка см. на рис. 1)

Черная пунктирная линия — Амурское месторождение, красная пунктирная линия — контур геологического отвода, точки с номерами — поисковые и оценочные скважины.

области активного вулканизма тонкодисперсный сульфидный, обогащенный рудными компонентами материал. Именно в таких условиях, по-видимому, образовалось наиболее перспективное на цинковое и благороднометальное оруденение стратиформного типа. По крайней мере, две такие впадины довольно отчетливо нами фиксируются. В их пределах в составе углеродистой толщи отмечен ряд маломощных (десятые – сотые доли метра) горизонтов и уровней с повышенным содержанием золота и элементов группы платины. Представить их в виде рифов (прослеживаемых обогащенных горизонтов) пока невозможно ввиду недостаточности данных. В более глубоких впадинах с повышенной концентрацией в их придонных частях сероводорода, при отсутствии связи с областями вулканизма, формировались осадки с пирит-пирротиновой минерализацией.

Во второй половине позднедевонского времени на рассматриваемой территории отмечены незначительные проявления вулканизма, который очень активно продолжился уже в раннекаменноугольное время как в эффузивной, так и интрузивной форме. И если основные эффузивы флишоидной толщи формировались в островодужной геодинамической обстановке, то базальты и габброиды вулканогенной – в рифтогенно-континентальной. Подтверждение тому находим в работе А.М. Косарева и др. [5], в которой показано, что нижнекаменноугольные вулканы в ассоциации с терригенными и карбонатными породами формировались в рифтогенной геодинамической обстановке, обусловленной прекращением субдукции океанической коры под Восточно-Уральское поднятие и отмиранием Магнитогорской островной дуги. Очень близкие выводы сделаны и в обобщающей статье Д.Н. Салихова и др. [13] по каменноугольному вулкано-интрузивному магматизму Магнитогорско-Богдановского грабена, в пределах которого в раздвиговых зонах происходило образование высокотитанистых калий-натриевых толеитов и субщелочных базальтов греховского комплекса ($C_1t_2-v_1$).

В наступивший затем во второй половине карбона – перми коллизионный этап развития региона зона контакта флишоидной и вулканогенной толщ на ряде участков была тектонически нарушена, интенсивно подроблена. Восточный, наиболее приближенный к поверхности фланг месторождения оказался в зоне окисления, часть цинка из сульфидной формы перешла в несulfидную (цинкистый смектит, смектитизированный хлорит) [1] и образовала в зонах дробления, в подавляющем большинстве со стороны висячего бока (в самой нижней части вулканогенной толщи), самостоятельные окисленные рудные тела. В дальнейшем, в период становления раннепермских гранитов Суундукского массива, а возможно и наиболее значительных по размеру тел габброидов, некоторая малая часть цинковых руд была регенерирована и переотложена в сульфидной форме среди пород вышележащей вулканогенной толщи.

Формирование в коллизионную стадию в восточной части рассматриваемой территории крупного Суундукского гранитоидного массива (рис. 1, 4) и других массивов Главной гранитной оси Урала создало дополнительные положительные предпосылки для образования здесь в углеродистых отложениях не только благороднометального оруденения, испытавшего в процессе контактового метаморфизма мобилизацию, перераспределение и переотложение, но и наложенного редкометального (вольфрам, молибден) оруденения, связанного со становлением гранитной интрузии, и характерного для значительной части Главной гранитной оси Урала [9].

По геологическим условиям, залеганию и составу руд Амурское месторождение ранее относилось к филизчайскому типу [22]. И.Б. Серавкин и В.И. Сначёв [15] предполагают, что его образование, скорее всего, происходило в конце среднего девона в связи с завершением среднедевонского вулканического и металлогенического цикла на соседней с запада территории, но в удаленной от вулканизма зоне. Подобные стратиформные месторождения, к числу которых относится и Филизчайское, приуроченные к разновозрастным терригенным и терригенно-карбонатным породам и не имеющие видимой связи с вулканизмом, в последнее время принято относить по генетическим признакам к типу седиментационно-эксталяционных (SEDEX) [8]. Современными гомологами Амурского месторождения, по-видимому, являются сульфидные проявления в осадочных породах хребта Хуан-де-Фука и Калифорнийского залива Тихого океана, а также металлоносные осадки Красного моря [2, 3].

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0252-2017-0014.

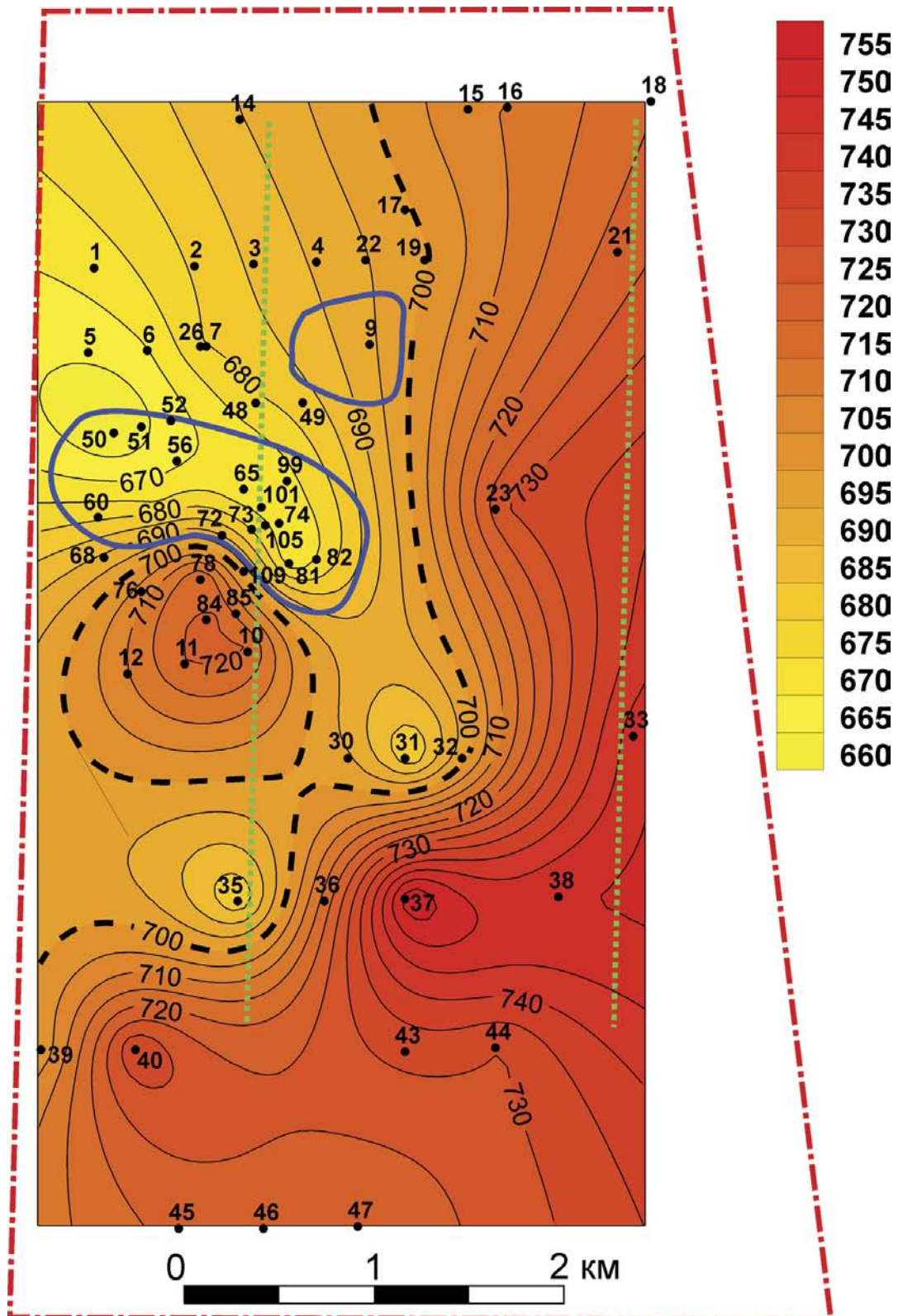


Рис. 4 Карта метаморфизма, составленная на основе изолиний значений температур экзотермического эффекта (ДТА) для углеродистых сланцев в пределах геологического отвода Амурского месторождения (метод интерполяции Kriging)

Положение участка см. на рис. 1. Пунктирная линия — граница между альбит-эпидот-роговиковой и амфибол-роговиковой фациями контактового метаморфизма, проведенная по изолинии 700 °С (реально — 620 °С). Синяя линия — площади участков для подсчета ресурсов золота. Площадь между зелеными линиями — участок подсчета ресурсов вольфрама.

Литература:

1. Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Блинов И.А. Минералогия несulfидных цинковых руд на Амурском месторождении (Челябинская обл.) // Минералогия Урала: Матер. Всерос. совещ. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. – С. 122–125.
2. Бортников Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Мировом океане // Геология рудных месторождений. – 2005. – № 1. – С. 16–50.
3. Бутузова Г.Ю. Гитротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. – М.: ГЕОС, 1998. – 291 с.
4. Иванов К.С., Иванов С.Н., Пучков В.Н. Время существования океанической коры на Урале // Доклады АН СССР. – 1984. – Т. 274, № 4. – С. 897–900.
5. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. – 2006. – № 1. – С. 3–21.
6. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). – Миасс: Геотур, 1999. – 348 с.
7. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. – М.: Мир, 1984. – 496 с.
8. Новоселов К.А., Белогуб Е.В. Стратиформные свинцово-цинковые руды Южного Урала // Рудогенез. – Миасс: ИМин. УрО РАН, 2008. – С. 206–209.
9. Овчинников Л.Н. Полезные ископаемые и металлогения Урала. – М.: Геоинформмарк, 1998. – 412 с.
10. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.
11. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 145 с.
12. Пучков В.Н. Плюмы в геологической истории Урала // Бюллетень МОИП. Отд. геол. – 2013. – № 4. – С. 64–73.
13. Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулcano-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. – 2014. – № 5. – С. 33–56.
14. Серавкин И.Б., Знаменский С.Г., Косарев А.М., Рыкус М.В., Салихов Д.Н., Сначев В.И., Мосейчук В.М. Вулканогенная металлогения Южного Урала. – М.: Наука, 1994. – 160 с.
15. Серавкин И.Б., Сначёв В.И. Стратиформные полиметаллические месторождения восточной провинции Южного Урала // Геология рудных месторождений. – 2012. – № 3. – С. 20–27.
16. Сначёв А.В., Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Сначёв В.И. Геология Арамильско-Сухтелинской зоны Урала. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. – 176 с.
17. Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. – Уфа: ДизайнПресс, 2012. – 208 с.
18. Сначёв В.И., Кузнецов Н.С. Геология стратиформного полиметаллического месторождения Биксизак (Восточно-Уральская мегазона) // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. – С. 204–209.
19. Сначёв В.И., Муркин В.П. Новые данные по магматизму, метаморфизму и металлогении Кочкарской площади (Южный Урал): Препринт. – Уфа: Принт, 1989. – 23 с.
20. Сначев В.И., Шулькин Е.П., Муркин В.П., Кузнецов Н.С. Магматизм Восточно-Уральского погса Южного Урала. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. – 179 с.
21. Сначёв М.В., Сначёв А.В., Пучков В.Н. Новые данные по геологическому строению Амурского стратиформного месторождения (Южный Урал) // Доклады РАН. – 2015. – Т. 463, № 5. – С. 571–575.
22. Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. – Свердловск: УрО АН СССР, 1992. – 141 с.
23. Goodfellow W.D., Lydon J.W. Sedimentary-exhalative (SEDEX) deposits. – Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, 2007. – P. 163–183.
24. Solomon M., Walshe J.L. The formation of massive sulfide on the seafloor // Econ. Geol. – 1979. – V. 74. – P. 797–813.