

УДК 551.24:551.72(470.1/.6+510)

Л.И. Филатова

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР ДРЕВНИХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И КИТАЙСКИХ ПЛАТФОРМ (ПРОТОАВЛАКОГЕНЫ И АВЛАКОГЕНЫ) СТАТЬЯ 2. ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ) АВЛАКОГЕНЫ КИТАЯ

В пределах как Северокитайско-Корейской платформы (СКП), так и Таримской (ТП) собственно авлакогены начали формироваться [39—41] с 1850 Ма — со среднего протерозоя по китайской шкале (или с позднего этапа раннего протерозоя по российской шкале) и развивались большей частью до 1000 Ма, т.е. до конца среднего протерозоя (или среднего рифея), реже по поздний досинийский протерозой — до 800 Ма (или по поздний рифей до его терминальной части). На ТП известен, кроме того, единичный авлакоген синийского возраста (Куруктаг). Развитие авлакогенов на Южно-Китайской платформе (ЮКП, Янцзы) началось частично в среднем протерозое, но, по-видимому, позднее, чем на двух других платформах, — с 1600—1650 Ма, а главным образом с позднего досинийского протерозоя или с раннего синия, т.е. с 1000 или 800 Ма. Вслед за Е.Е. Милановским [5], Ван Хонжень и Чжао Сюфу [40] расчленили авлакогены на китайских платформах на внутри- и окраинно-континентальные, различающиеся типом разреза, последние имеют повышенную вулканогенность и частично допускаются связанными с соседствующими мобильными поясами.

Северокитайско-Корейская платформа

Типовым для Китая считается среднепротерозойский *Яньшаньский (Яньшань-Тайханский) авлакоген* этой платформы (рис. 1, 8). Он является внутриконтинентальным и протягивается, согласно [40], с северо-востока платформы в направлении центральной части на 800 км при ширине до 120 км от Яньшаньских до Тайханских гор. Более изучен авлакоген в Яньшаньских горах, он протягивается через Цзяньпин и Чэндэ к окрестностям Чжисяня и Пекина, где частично погружается под кайнозойские отложения. Яньшаньский авлакоген представляет собой ограниченную глубинными разломами, исходно асимметричную мегаструктуру с более крутым северо-западным бортом и активнее углубляющейся прилегающей к нему частью бассейна, которая в дальнейшем смещается к восточному борту [20, 32 и др.] (рис. 2, А, Б). Общая мощность толщ авлакогена около 10 000 м, с начала 80-х годов они приняты за стратотип среднего—верхнего (досинийского) протерозоя Китая [22]. Толщи залегают с рез-

ким структурным несогласием в районе г. Чжисянь на нижнепротерозойских толщах группы бадаохэ, южнее — группы хуто, выполняющих протоавлакогены, а также на архее. В зоне контакта установлена кора выветривания. Главные черты строения Яньшаньского авлакогена изложены с учетом материалов [10, 22, 29, 31, 32, 39, 40], с частичным использованием сводки по среднему и верхнему протерозою СКП (Chen Menge, 1992)¹, а также наших маршрутных наблюдений. Стратиграфические данные достаточно хорошо обеспечены геохронологией (рис. 3).

Первой стадии развития авлакогена отвечает группа *чанчен* мощностью около 4300 м (значение мощности здесь и далее округлено), причем наиболее активному его формированию отвечают четыре нижние формации общей мощностью около 2700 м (рис. 2, А; рис. 3, колонка 1). Нижняя *формация чанчжоугоу* (850 м) включает три пачки, снизу вверх: существенно конгломератовую (260 м), полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаников (210 м) и конгломерат-кварцево-песчаниковую (380 м) с красноцветностью, ослабевающей к верху разреза. Выше по разрезу окраска толщ становится серой и зеленовато-серой. Во второй *формации чуанлингоу* (890 м), также трехчленной, преобладают тонкослойные аргиллиты и глинистые сланцы. Их дополняют в нижней и верхней пачках (мощностью 330 и 160 м соответственно) мелкозернистые песчаники, реже гравелиты, в средней пачке (400 м) — глинистые доломиты. Третья *формация туаншанцзы* (520 м) существенно доломитовая, с прослоями в нижней половине железистых доломитов, а в верхней — доломитистых песчаников. Завершающая эту стадию развития авлакогена *формация дахонью* (410 м) имеет сложный состав. В нижних 130 м это кварцитовидные, частью аркозовые, иногда глауконитовые песчаники с прослоями алевролитов, доломитов, изредка с примесью кислой пирокластик. Следующие 160 м сложены калиевыми трахибазальтами и трахитами в виде лав и агломератовых туфов, а верхние 115 м — доломитами с линзами кремней. Все четыре формации группы чанчен имеют согласные контакты, хотя иногда исследователи признают несогласие в основании третьей из них и внутри четвертой выше вулканитов.

¹ Профессор Чэн Мэнге в 1991 г. был гидом при маршрутах по опорным разрезам верхнего докембрия в районах гг. Цзисянь на СКП и Ичан на платформе Янцзы, организованных профессорами Лю Хуньином и Чжаном Цируй (Геологический институт Китайской АН) для автора, В.В. Киселева и Р.А. Максумовой (Кыргизия, Бишкек, Геологический институт КАН) при начинавшихся совместных работах. К 1992 г. ими были подготовлены и переданы автору соответствующие сводки. Однако продолжить эти работы и опубликовать китайско-российские материалы не удалось. В 1990 г. маршруты с осмотром стратотипического разреза среднего протерозоя и фундамента проводились также в северных и северо-восточных окрестностях Пекина под руководством профессора Хэ Гоци.

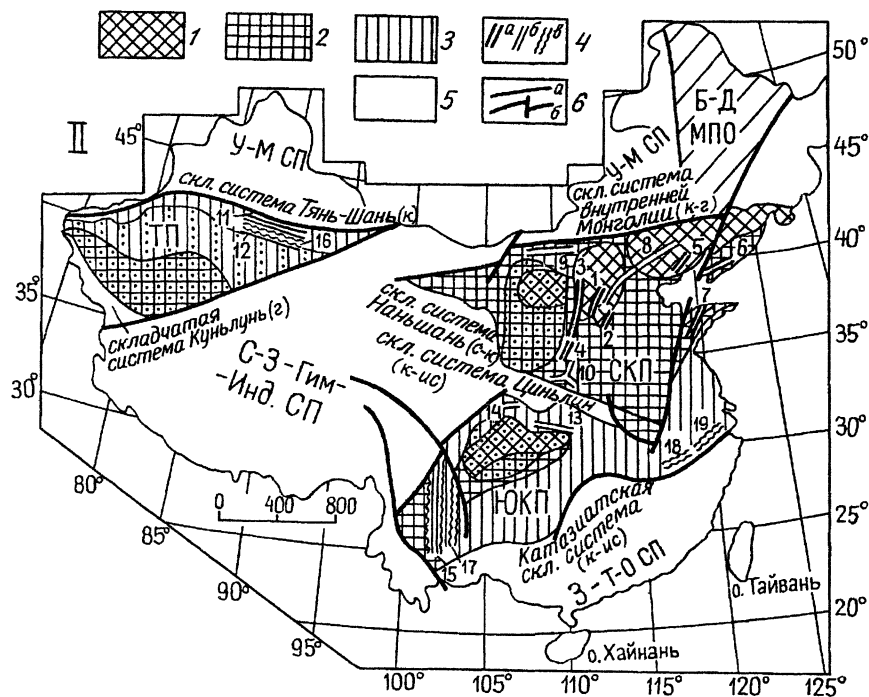


Рис. 1. Упрощенная схема тектонического строения древних платформ Китая с указанием главных раннепротерозойских (2500—1800 Ма) протоавлакогенов и средне-позднепротерозойских (1800—540 Ма) авлакогенов по обзорной тектонической карте Китая, составленной Ваном Хонженем, Джаном Шихонгом, Хе Гоци [41, обобщено] с учетом данных [40] и некоторых публикаций в китайской научной периодике (см. текст): 1 — континентальные ядра на древних платформах с возрастом >2800 Ма; 2 — древние платформы (протоплатформы) с возрастом 2800—1800 Ма; 3 — древние платформы с возрастом 1800—800 Ма (1—3 — с дополнением точкой — под чехлом); 4 — континентальные рифтогенные структуры: а — раннепротерозойские протоавлакогены (2500 или 2300—1800 Ма): 1—7 — Северокитайско-Корейская платформа (1 — Хуто, 2 — Гангаохэ, 3 — Люлян, 4 — Чжунтяо, 5 — Цинлон, 6 — Ляохэ, 7 — Фензишань); б — среднепротерозойские авлакогены (1800—1000 Ма): 8—10 — Северокитайско-Корейская платформа (8 — Яньшаньский, 9 — Баян-Обо, 10 — Сюэнэр); 11—12 — Таримская платформа (11 — Кавабулак (Центрально-Тяньшаньский), 12 — Куруктаг—Паргантаг); 13—15 — Южно-Китайская (Янцзы) платформа: (13 — Шеннунцзя, 14 — Бейба; 15 — Восточно-Юннаньский (Куньянский, Кандианский средне-позднепротерозойский досирийский, 1800—800 Ма)); в — позднепротерозойские, включая синийские авлакогены (общие пределы возраста 1000—540 Ма): Таримская платформа: 16 — Куруктаг, 17—19 — Южно-Китайская платформа (17 — Сусьон, 18 — Локедон, 19 — Шаншуй); 5 — складчатые пояса (СП) в обрамлении древних платформ (У—М — Урало-Монгольский, С—З—Гим—Инд — Средиземноморско-Гималайско-Индонезийский, 3—ТО — Западно-Тихоокеанский) и смежные с древними платформами их складчатые системы (см. наименования на рисунке, буквенные символы при них в скобках: ск — салаириды и каледониды, к — каледониды, г — герциниды, к—г — каледониды и герциниды, к—ис — каледониды-индосиниды); б — границы древних платформ Китая с фанерозойскими складчатыми поясами: а — естественного сочленения, б — глубинные разломы (с осложняющими более поздними разломами)

Нижняя формация чанчжоугоу отвечает формированию палеореки. Восстановленная при изучении гранулометрии пород, косой слоистости и других текстур палеорека (рис. 2, В) обнаруживает приуроченность к срединной части авлакогена при общей с ним ориентировке и, несомненно, следует положению ранних формирующих структуру авлакогена разломов. Накопление последующих трех формаций, исключая время проявления наземного вулканизма во время образования формации дахонью, происходило в водно-бассейновой обстановке переменной глубинности на площади, близкой (включая карбонатные толщи) первоначально заложеному авлакогену.

Верхняя в группе чанчен существенно карбонатная формация гаоюжуан мощностью около 1600 м отвечает расширенному мелководному бассейну, трансгрессивно смещающегося на раннедокембрийский фундамент (рис. 2, А, Б). Но его более погруженная часть следует изначальной структуре авлакогена, оживленной разломами [10]. Нижние 265 м разреза отличаются частым переслаиванием кремнистых доломитов и разностей с брекчией взламывания (“бамбуколистных”), а также наличием кремнистых пород, содержат в основании горизонт кварцитовидных песчаников, а выше — алевролиты и аргиллиты. В последующих толщах мощностью 280, 700 и 350 м доломиты сменяются известковистыми разностями, а затем известняками, нередко с терригенной примесью. В породах часто отмечается бамбуколистная текстура, марганцевистость, а сверху битуминозность.

Заметим, что по геохронологическим данным группу чанчен делят (особенно в последнее время, по подошве формации дахонью, а иногда гаоюжуан, по рубежу в 1700 или 1600 Ма соответственно) на собственно чанчен и наньюкоу, граница которых близка основанию рифея в уральском стратотипическом разрезе (см. шкалу на рис. 3).

Вышележащая группа цзисан с возрастным интервалом 1400—1000 Ма, отвечающим среднему рифею уральского разреза, имеет мощность 4500—5500 м и четырехчленное строение. Большую часть разреза составляют две существенно карбонатные формации — янжуан (700 м, а возможно, до 1500 м [10]) и умишань (до 3400 м).

Формация янжуан четко слоистая по красной и серой окраске пород. В нижней трети представлена доломитами, дополненными кремнистыми известняками, с горизонтом разнозернистых

песчаников в основании. Выше преобладают глинистые и песчаные доломиты, на отдельных уровнях бамбуколистные, а также калькарениты — продукты внутреннего размыва доломитов. Нижние толщи этой формации наследуют контуры авлакогена на ранних стадиях его формирования, но последующие трансгрессируют к северо-западу с образованием полузакрывтого преимущественно мелководного бассейна.

Во второй формации умишань выделяют также четыре толщи мощностью 600, ~1000, 950 и 850 м. В них преобладают доломиты, вверх по разрезу дополненные известняками, встречаются калькарениты. В двух нижних толщах доломиты обычно имеют терригенную

примесь, включают частые линзы кремнистых пород, во второй толще — крупные кремнистые конкреции. Их нижние пачки битуминозные, темноокрашенные. Третью толщу слагают известковистые доломиты, вверх по разрезу переходящие в известняки, в базальных слоях с песчаной и гравийной примесью, вверху частью битуминозные, с черными кремнями. Верхняя, четвертая толща формации умишань отделена горизонтом кварцевых песчаников. В нижней части — это тонкослоистые песчанистые и глинистые известковистые доломиты, изредка битуминозные, а верхние 390 м представлены массивными породами, переходящими в известняки.

Две завершающие верхние формации группы цзисян маломощные, их суммарная мощность менее 500 м, отличаются зеленовато-серой окраской. *Формация хоншучуань* (130 м) терригенная — от кварцевых алевролитов до глинистых сланцев, с глинистыми доломитами в основании. В нижних 150 м *формации тилин* (330 м) часто переслаиваются известковистые доломиты, калькарениты, песчаники (иногда с глауконитом), алевролиты и глинистые сланцы, а верхние 180 м сложены известковистыми доломитами и известняками.

В течение осадконакопления группы цзисян Яньшаньский авлакоген испытывал постепенное вырождение. При этом, по данным Чэна Менге (1992), дольше сохранялся юго-восточный борт палеоструктуры, где в районе г. Луансян мощность нижней части толщ авлакогена сокращается вдвое, а формации умишань — более чем в 4 раза, с частичным переходом карбонатных пород в песчаники.

Группа цинбайкоу (1000—800 Ма — досинийский верхний протерозой китайской шкалы, или верхний и терминальный рифей российской шкалы), перекрывающая толщи групп чанчен и цзисян, представляет собой платформенный, хотя и ограниченный по площади чехол, сложенный преимущественно терригенными толщами мощностью 350—700 м. В отличие от более раннего проявления элементов трансгрессии в развитии авлакогена на севере, предполагается, что в это время бассейн раскрывался к югу, к палеоокеану Циндиль [10].

Толщи, выполняющие Яньшаньский авлакоген, в терригенных интервалах содержат микрофоссилии, в карбонатных — строматолиты, в формации умишань группы чжисян отличающиеся малыми размерами. Строматолитам яньшаньского и коррелируемых с ним разрезов Китая посвящены многочисленные работы китайских авторов, корректировка их определений и группировка в ассоциации с привязкой к главным стратиграфическим подразделениям проведена российскими исследователями (М.Е. Раабен, М.А. Семихатов и др.). Эти данные требуют специального анализа. Представляет интерес, что китайские специалисты указывают на присутствие в чанчене мегафоссилий в формации гаючжуан (Chen Menge, 1992) и ихнофоссилий в формации чанчжоугоу (P. Liu, 2003) стратиграфически значительно ниже, чем это принято считать, что, по-видимому, важно для палеонтологии докембрия в целом, но требует широкого рассмотрения специалистами.

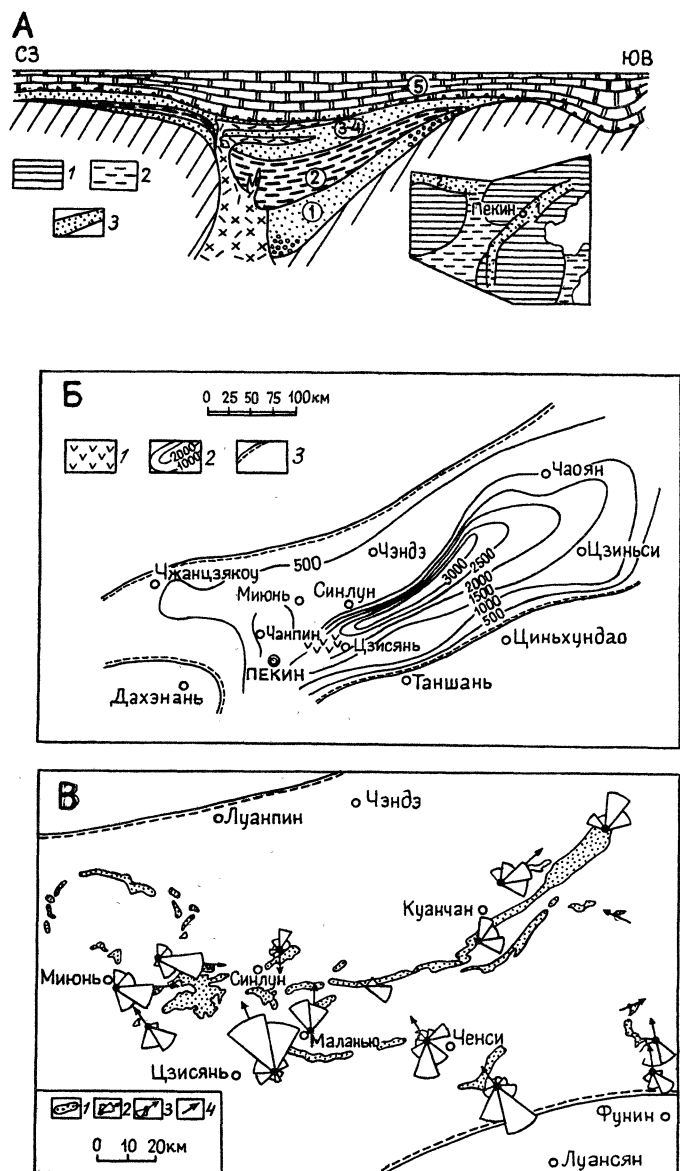


Рис. 2. Строение среднепротерозойского Яньшаньского внутриконтинентального авлакогена: А — схематический поперечный геологический разрез в интервале чанчена, по [29, рис. 8; 32, рис. 4—4, обобщен и дополнен в верхнем подразделении разреза по рис. 4—26 и 4—5]; Б—В — схемы плана авлакогена при накоплении толщ чанчена: Б — четыре нижних формаций и В — нижней формации чанчжоугоу, по [32, рис. 4—2а и 4—3]. А — цифры в кружках: 1—5 — подразделения (формации) чанчена (состав см. в тексте): 1 — чанчжоугоу, 2 — чуалингоу, 3—4 — туаншанцзы и дахонью, 5 — гаючжуан; на врезке: 1 — архей, 2 — нижний протерозой, 3 — среднепротерозойские авлакогены (1 — Яньшаньский (Яньшань-Тайханский), 2 — Баян-Обо). Б—В — детали строения толщ чанчена (Б: 1 — главная площадь распространения трахитов среди осадочных толщ; 2 — изопакхиты в м; 3 — предполагаемые границы авлакогена; В: 1 — распространение терригенных толщ нижней формации чанчжоугоу, исходно образований палеореки; 2 — ориентировка косо слоистости; 3 — направление уменьшения грубообломочного материала; 4 — то же по числу замеров < 10)

Из особенностей образований авлакогена отметим, что его песчаниковые толщи, особенно в базальной формации чанчжоугоу, на ряде уровней кварцевые, хотя типичными для авлакогенов принято считать аркозовые песчаники, причем эти толщи имеют четкую приуроченность к авлакогену, образуя его изначальную

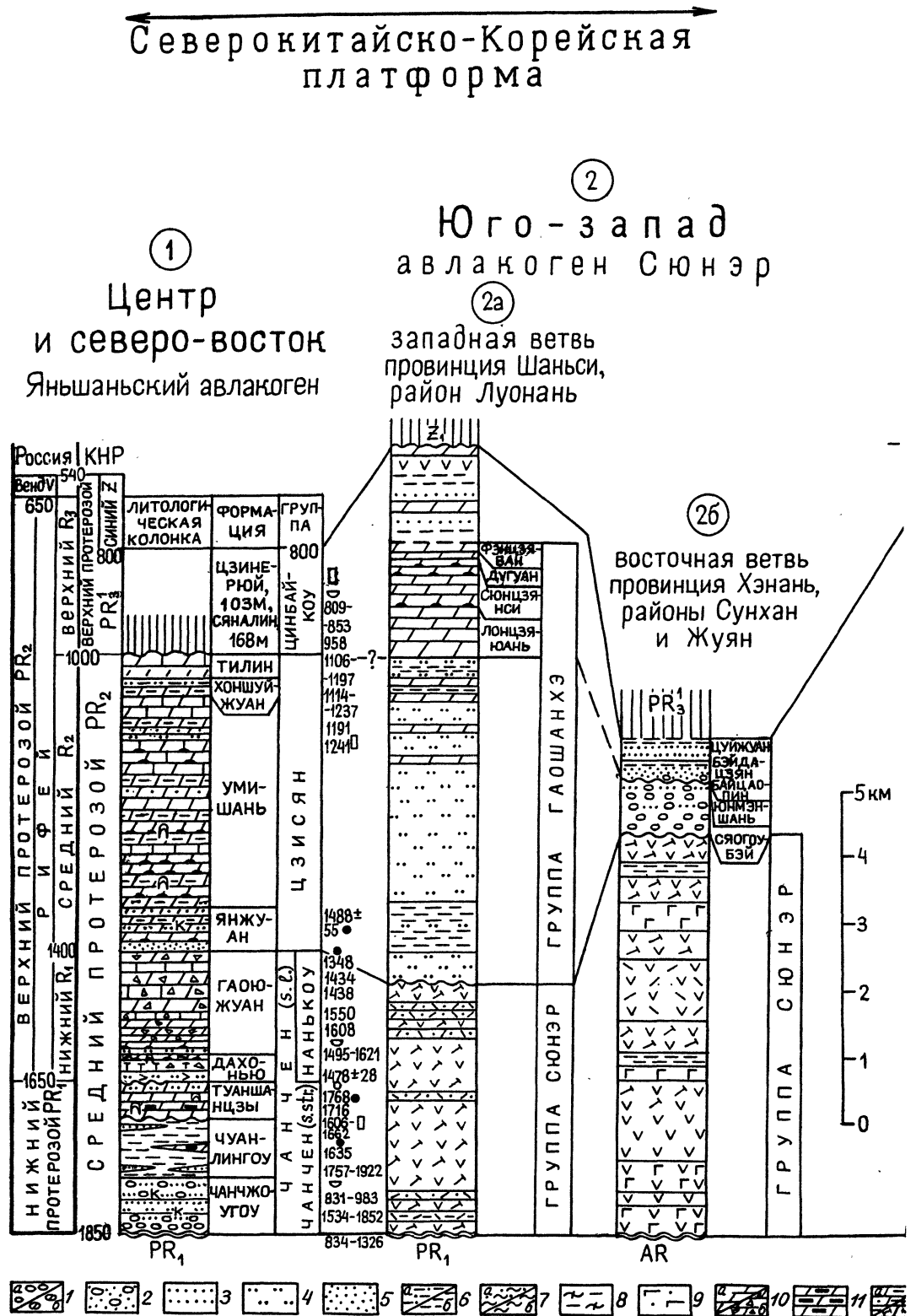
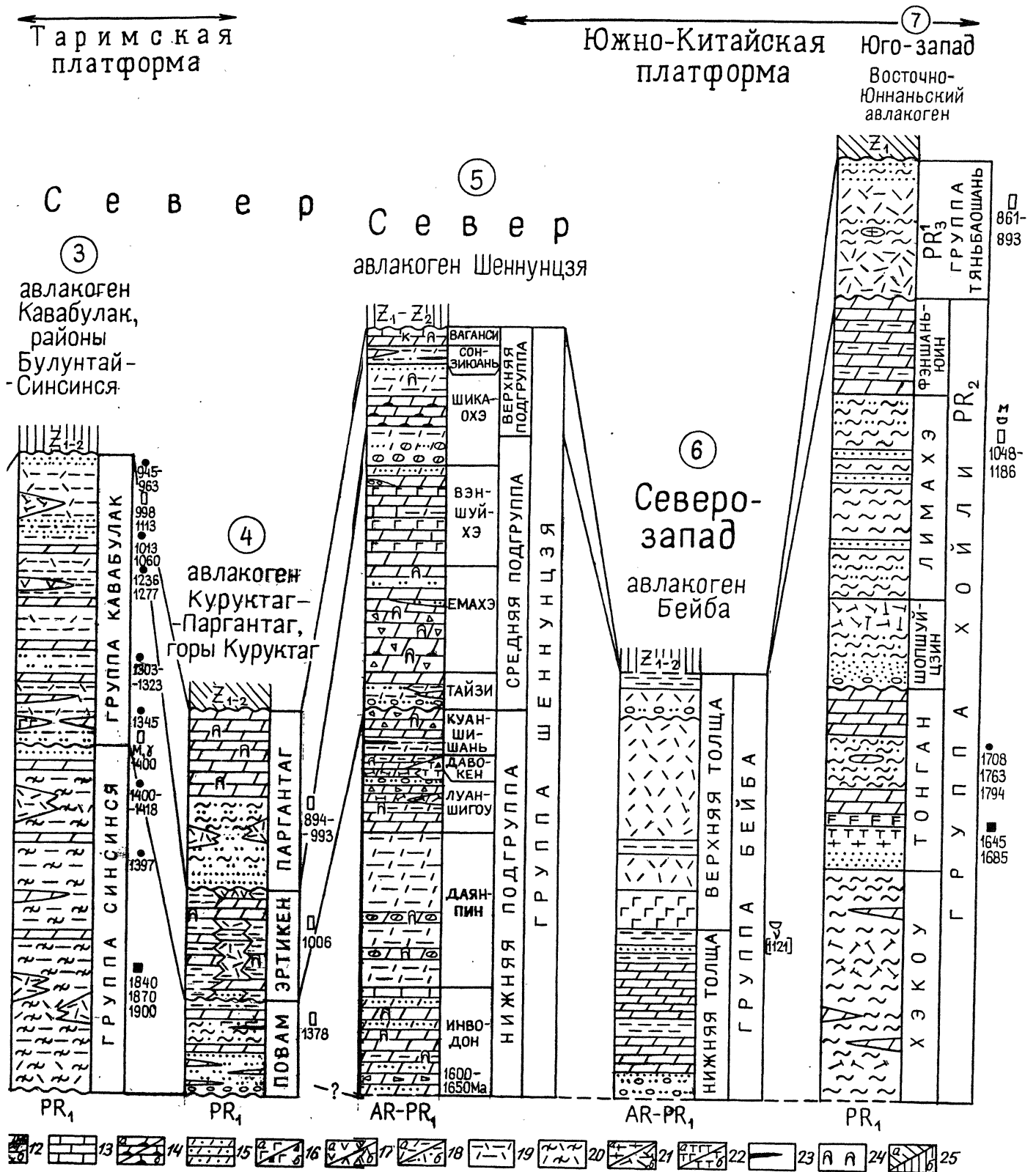


Рис. 3. Схематизированные стратиграфические колонки толщ авлакогенов Китая, заложившихся в среднем протерозое. Цифры в кружках над колонками: 1—2 — Северокитайско-Корейская платформа (1 — по [22, 29, 31, 32] с учетом [2], при частичном использовании материалов (Chen Minge, 1992) и по маршрутным наблюдениям автора; 2а и 2б — по [10]); 3—4 — Таримская платформа (3 — по [7, 26, 37] с учетом [1] (при обобщении и корректировке, см. текст) и по маршрутным наблюдениям автора; 4 — по [7, 11, 26]); 5—7 — Южно-Китайская платформа (Янцзы) (5 — по [10, 23, 38] с частичным использованием материалов (Zhang Qirui et al., 1992)); 6 — по [13], 7 — по [3, 10, 21, 36]).

1—5 — терригенные и метатерригенные породы: 1 — конгломераты (а — полимиктовые, иногда кварцевые; б — то же, доломитовые, частью глыбовые образования); 2 — песчаники с галькой и гравелиты; 3—5 — песчаники (3 — кварцевые, иногда кремнево-кварцевые, 4 — аркозовые, 5 — полимиктовые); 6а — алевропесчаники, алевролиты; 6б — аргиллиты и глинистые сланцы; 7 — слюдяные сланцы (а — по песчано-глинистым породам, б — по существенно глинистым породам); 8 — гнейсы и гнейсовые сланцы по песчано-глинистым породам; 9 — хлорит-кварцевые сланцы, возможно, с базальтовой туфогенной примесью; 10—15 — карбонатные породы



(10a — доломиты, доломитовые мраморы, 10б — то же с брекчией взламывания (бамбуколистные), 11 — железистые доломиты, 12 — доломиты с примесью (а — песчано-глинистой, б — вулканогенной), 13 — известняки, 14 — карбонатные породы с линзами кремней (а — доломиты, б — известняки), 15 — калькарениты); 16–22 — вулканогенные породы (16 — базальты (а — эффузивы, б — туфы), 17a — андезиты и андезито-дациты, 17б — дациты, 18 — риолиты (а — эффузивы, б — туфы), 19 — туффиты с риолитовым и дацитовым вулканическим компонентом, 20 — гнейсы по кислым вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам; 21a — высококалорийные риолиты, 21б — калиево-натриевые кератофиры, 22a — трахибазальты, 22б — трахиты); 23 — железистые алевриты и сланцы; 24 — строматолиты; 25 — толщи, перекрывающие авлакогены среднего–позднего (досинийского) протерозоя (а — синийских авлакогенов, б — плитного чехла). Индекс к — красноцветность пород. Цифры справа от колонок — изотопные датировки пород методами: залитые квадрат и кружок — Sm–Nd и U–Pb соответственно, полые прямоугольник, кружок и полукруг — Rb–Sr, Pb–Pb и K–Ar соответственно, с индексом М для позднего наложенного метаморфизма. Геохронологические данные для яньшаньского разреза — по [22, 34 и др.], по сводке [2] с учетом сводки Chen Meng (1992); для Тарима — по сводке [9, 37], для Янцзы — по [23, 24; 36 и др.]

ячею (рис. 2, А). Их высокую зрелость китайские исследователи объясняют переработкой размываемых толщ в коре выветривания, что, по-видимому, в определенной мере обусловлено некоторой замедленностью начального развития Яньшаньского авлакогена. В соответствии с планом его палеоструктуры проявляются и карбонатные толщ, по крайней мере в чанчене и начале цзисяна. Это подтверждается детальным изучением текстур пород на широкой площади в условиях прекрасной обнаженности [30 и др.].

Окраинно-континентальными авлакогенами, которые начали развиваться на Северокитайско-Корейской платформе в среднем протерозое, являются Баян-Обо на ее севере и Сюнэр на юге. Их толщ заметно различаются по строению и составу, в первом — преимущественно карбонатно-терригенные, а во втором — преимущественно вулканогенные, что исследователи связывают с их принадлежностью к пассивной и активной континентальным окраинам соответственно [40 и др.].

Авлакоген Баян-Обо находится в пределах Внутренней Монголии, прослеживается в широтном направлении на 450 км севернее плато Ордос (рис. 1, 9), его фундамент представлен архейско-раннепротерозойскими образованиями. Ранее предполагали, что он ступенчато погружается к северу, в сторону Монгольского палеоокеана, разрез представлен дважды повторяющимися кварцевой и последующей карбонатной толщами (*группы баян-обо и шанаган*) общей мощностью более 10 000 м, которые относятся к чанчену и цзисяну соответственно [10, 40]. В последние годы установлено сложное строение авлакогена, разобщение его блоками фундамента на систему ячей, именуемую *Лангшань—Жаэртайшань* [27], в которой собственно ячея Баян-Обо находится на крайнем северо-востоке этой системы. Ее частные структуры имеют симметричное в поперечном сечении строение и близкий стратиграфический разрез, мощность которого составляет от 3000 до 7000 м, причем больше в южных ячеях (рис. 4, I, II). Отчетли-

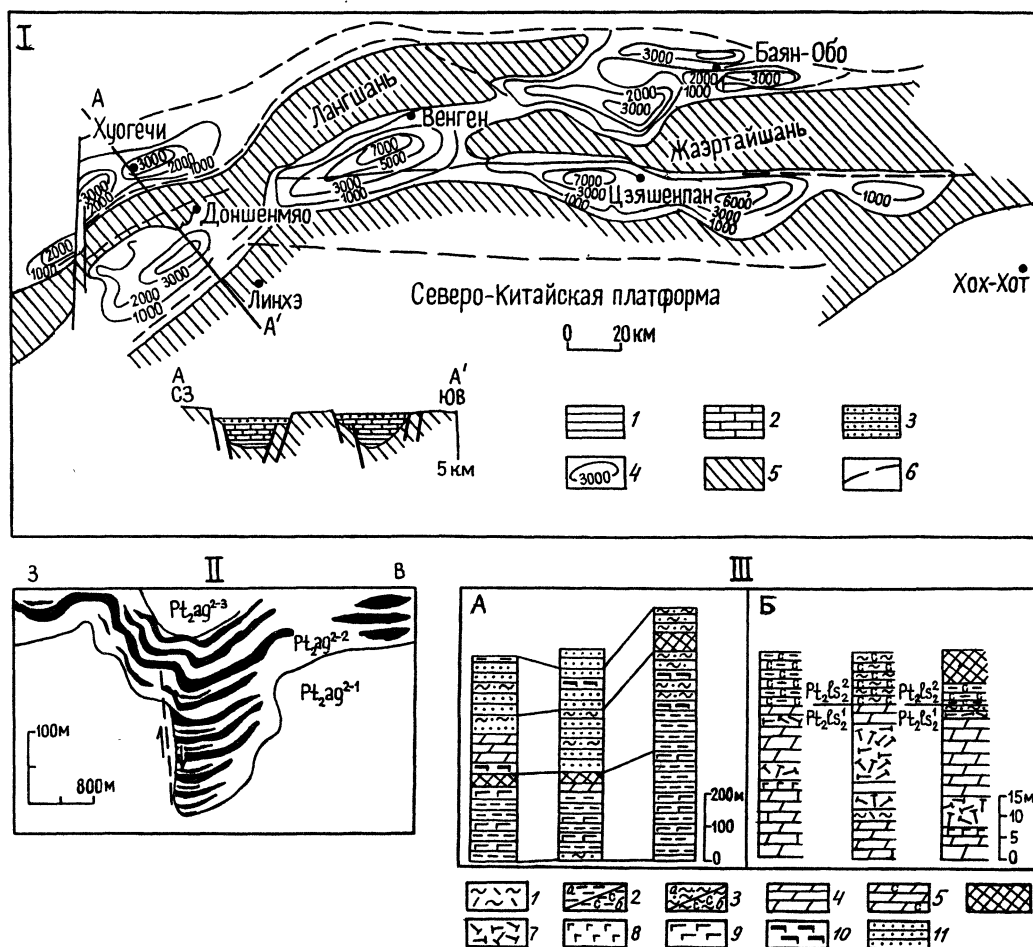


Рис. 4. Строение окраинно-континентального авлакогена Баян-Обо (Лангшань—Жаэртайшань—Баян-Обо) на севере Северокитайско-Корейской платформы (Внутренняя Монголия), по [27]:

I — палеосхема среднепротерозойского седиментационного бассейна и палеофиль по линии А—А': 1—3 — толщ разреза (1 — терригенная, существенно аргиллитовая, 2 — карбонатная, 3 — песчаниково-конгломератовая); 4 — изопакиты; 5 — поднятия фундамента; 6 — конседиментационные глубинные разломы; II — поперечный разрез на востоке авлакогена (Жаэртайшань) в рудоносном интервале (упрощен): белое — карбонатно-глинистые породы, черное — рудные тела с пиритом, галенитом и др.; III — стратиграфические колонки для толщ северной (А) и южной (Б) структур в западной части авлакогена (Лангшань): 1 — двуслюдяные сланцы (метатуфы); 2а — филлиты; 2б — то же, карбонатистые; 3а — двуслюдяные кварцевые сланцы; 3б — то же, карбонатистые; 4 — доломиты; 5 — доломиты с углеродом; 6 — рудные тела с пиритом, халькопиритом, сидеритом и др.; 7 — метакератофиры; 8 — метабазалты; 9 — зеленые сланцы; 10 — амфиболиты; 11 — кварциты, частью углеродистые

во проявляется структуроформирующая роль разломов, как в частных структурах, так и в целом для авлакогена, а также их конседиментационное выполнение.

С уточнением структуры авлакогена выявлено трехчленное строение толщ, примерно равных (от 2000 м) в двух нижних подразделениях, в которых преобладают соответственно метатерригенные и карбонатные, нередко олистостромовые породы (с общими членами разреза), а верхнее подразделение с мощностью от 500 м сложено кварцито-конгломератами [27]. В нижнем метатерригенном интервале (по-видимому, в основном отвечающем ранее выделявшейся группе Баян-Обо [10]), преобладают филлиты и различные слюдистые сланцы, переслаивающиеся с кварцевыми метапесчаниками, переходящими кверху в аркозово-кварцевые и затем вновь в кварцевые. На границе метатерригенной и карбонатной толщ и в карбонатной толще присутствуют пачки метавулканитов повышенной щелочности мощностью 5—15 м, на востоке, в Баян-Обо, — высококалиевых (до 15% K_2O) трахиандезитов и трахитов, а в западной наиболее активно развивавшейся части авлакогена (Ланшань) — калиево-натриевых с резким преобладанием кератофилов (рис. 3, III) [27, 33]. Породы метаморфизованы преимущественно в фации зеленых сланцев. С вулканитами связывают богатое редкометальное и полиметаллическое оруденение, непосредственно вмещающее также осадочными пачками. Трахиты датированы Sm—Nd-методом в 1096 ± 56 Ма, для рудных тел возраст определен в 1286 ± 91 Ма (по проводившемуся ранее сопоставлению этот уровень разреза считали близким низу цзисяна). Нижний предел возраста толщ авлакогена принимается в 1800—1900 Ма.

Для авлакогена Лангшань—Жаэртайшань (Баян-Обо) указывают отсутствие завершающей складчатости [41], но ранее она предполагалась, и для верхних конгломератсодержащих толщ не исключалась молассовая природа [40]. Несомненно, однако, что в течение цзисяна развитие авлакогена замедлялось одновременно с воздыманием бортовых зон, в том числе северной (размыв которых обусловил накопление грубообломочных образований), и к концу среднего протерозоя район испытал поднятие.

Авлакоген Сюнэр (рис. 1, 10), согласно данным [10, 40] с уточнением [41], приурочен к южной активной континентальной окраине СКП, соседствующей с мобильной зоной Циньлин, находится к востоку от южного коленообразного изгиба р. Хуанхэ в виде трехрукавной системы. Он имеет менее протяженную, чем считалось ранее, меридиональную часть (в связи с отделением от него на севере раннепротерозойского протоавлакогена Люлян [8, 16]) и расходящиеся почти на 700 км южные ветви субширотного простирания. Авлакоген Сюнэр выполнен вулканогенно-терригенными толщами (рис. 3, колонки 2а и 2б), развит на архейско-раннепротерозойском фундаменте. Стратиграфический диапазон его толщ понимается как чанчен—цинбайкоу, но в значительной мере условно.

Авлакоген Сюнэр считается наиболее активным в начале чанчена, в интервале 1850—1700 Ма. Толщи

этого возраста представлены *группой сюнэр* мощностью 6200 и 3900 м в восточной и западной ветвях авлакогена соответственно. В ее состав входят обогащенные калием вулканиты — трахиандезиты и трахиты, в западном разрезе дополненные риолитами, а в восточном (в большей мере в нижней части) — трахибазальтами. В самом основании вулканиты имеют наземное происхождение, а главным образом водно-бассейновое, причем на востоке они несколько более глубоководные, с редкими маломощными пачками глинистых сланцев. Последующие толщи — аналоги верхней части чанчена (нанькоу), а также цзисян — предваряются несогласием и являются осадочными. В восточной ветви авлакогена это *формация сяогоубей* (850 м), сложенная главным образом конгломератами, кверху переходящими в песчаники. Далее также с несогласием следуют четыре формации: *юнмешань*, *байкаопин*, *бейдацзян* и *цуйжуан* общей мощностью около 700 м. Они образуют два ритма со сменой песчаников глинистыми сланцами. В нижних частях ритмов песчаники изменяются вверх по разрезу от грубозернистых с редкой галькой до мелкозернистых при усилении зрелости до кварцевых.

В западной ветви авлакогена Сюнэр (колонка 2б) с этими толщами коррелируются более чем в 3 раза мощные (3700 м) толщи *формации гаошанхэ*, представленной кварцевыми песчаниками, глинистыми сланцами, вверху с редкими прослоями доломитов, а также перекрывающими их толщами доломитов — формации от *лонцзяюань* по *фэнцзяван* (1600 м). Столь мощные терригенные толщи, очевидно, свидетельствуют, что здесь авлакоген развивался активнее, чем в его восточной части. В дальнейшем, с уровня формации лонцзяюань, развитие замедлилось, произошла смена терригенного осадконакопления на карбонатное, но в сравнимых стратиграфических интервалах мощность осталась больше на западе.

Наряду с этими различиями в западной и восточной ветвях авлакогена Сюнэр терригенные толщи изменяются также с юга на север от мелководно-бассейновых, литоральных до речных. Со временем, вероятно, к цзисяну, на юге ветви авлакогена сливаются в единый широтно вытянутый бассейн [10]. Терригенное осадконакопление сохраняет ту же фаціальность, но на юго-западе сменяется карбонатным.

Верхнепротерозойские толщи — аналоги цинбайкоу (1000—800 Ма) — в районе Сюнэр, как и в Яньшаньском авлакогене, имеют характер ограниченного по площади платформенного чехла, сложенного мелководными терригенными и карбонатными толщами мощностью 250 м. Однако вблизи меридиана г. Сися отмечено восстановление авлакогенного режима в структуре шириной 50—60 км с резким увеличением мощности более чем до 1500 м и дополнением осадочных пород пирокластической примесью среднего состава. Таким образом, окраинно-континентальный авлакоген Сюнэр (по сравнению с Яньшаньским), имел иной, существенно вулканогенный разрез и сокращавшуюся во времени площадь, но развивался более длительно, включая начало позднего протерозоя.

Таримская платформа

В Синьцзяне на Таримской платформе выделяются средне-позднепротерозойские (досинийские) авлакогены Кавабулак (или Центрально-Тяньшаньский) и Куруктаг—Паргантаг, а также авлакоген Куруктаг, сложенный синием, они приурочены к северной части платформы. На северной окраине, считающейся (как и на севере СКП) пассивной, по выходам средне- и позднепротерозойских (досинийских) толщ в антиклинальных ядрах Тяньшанской каледонской складчатой системы (отчлененных от платформы при раннепалеозойском тектогенезе) [18] выделяется *авлакоген Кавабулак*, или *Центрально-Тяньшаньский* (рис. 1, 11) [40]. Фундамент здесь сложен раннепротерозойским гнейсово-сланцевым комплексом. Толщи авлакогена представлены (рис. 3, колонка 3) *группой синсинся* (около 3000 м), перекрываемой *группой кавабулак* и ее восточным аналогом *группой тяньшаньцзы* (до 5000 м). Первая из них соответствует чанчену, а последующие — цзисяну и отчасти цинбайкоу [1, 7, 37, 40], что подтверждается геохронологически.

Состав толщ авлакогена Кавабулак считался исходно аргиллито-песчаниковым с пачками карбонатных пород. Но, судя по петрографическим данным, часть пород (калишпатовые гнейсы и гнейсовые сланцы) дополнена кислой пирокластикой. Это тем более вероятно, что имеются и собственно кислые вулканиты — сланцеватые игнимбриты, наблюдавшиеся автором на востоке авлакогена в районе г. Синсинся. Метатерригенные породы в верхней части разреза существенно кварцевые. Толщи подвержены метаморфизму (от слабого в верхних группах до амфиболитовой фации в группе синсинся), а также складчатости, разделены несогласием и внедрением гранитоидов, сопровождаемых мигматизацией. Очевидно, с учетом этих признаков в разрез авлакогена определеннее включались верхние толщи [39, 40]. Однако Пэн Чаньвэн с соавторами [7] указывают постепенный переход к ним от группы синсинся, в пользу чего может свидетельствовать также близость их состава, хотя и маскируемая различием метаморфизма; соответственно объем толщ, выполняющих авлакоген Кавабулак, требует уточнения. Но даже принятие его в виде групп кавабулак и тяньшаньцзы показывает отличие этого авлакогена от среднепротерозойских авлакогенов СКП в проявлениях метаморфизма, складчатости и гранитоидов. Эту особенность авлакогена Кавабулак Е.Е. Милановский [6] видит общей с родственными близкоодновозрастными структурами Южного Казахстана, что, по-видимому, отражает повышенную мобильность тектонического режима малых (по сравнению с СКП) кратонов.

В отношении состава и палеотектонической позиции толщ групп синсинся и кавабулак недавно было высказано принципиально иное мнение [1]. В их разрезе указывается значительное распространение туффитовых пород, а в группе Кавабулак — с редкими сопутствующими андезитами. Эти толщи рассматриваются как островодужные, причем связанные не с Таримской платформой, а с Джунгаро-Казахстанским

массивом, считаются принадлежащими к его южной активной континентальной окраине. Возможно, это представление усугубляется объединением в общей структуре толщ групп синсинся и кавабулак с вышележащими толщами группы тяньху, существенно вулканогенными среднего и основного состава, сформировавшимися при явно мобильном режиме. Однако эти толщи геохронологически принадлежат позднему синию (619—660 Ма) и структурно обособлены, на что обращалось внимание ранее [9]. По-видимому, состав толщ авлакогена Кавабулак, особенно их вулканогенной составляющей, требует дальнейшего уточнения, но принадлежность авлакогена в то время к северной окраине Таримской платформы признают многие китайские тектонисты [17, 18, 40 и др.], что, как нам представляется, более вероятно.

Южнее, в районе гор Куруктаг, где известен одноименный субширотный синийский авлакоген Куруктаг [40], в последние годы допускается наследование им средне-позднепротерозойского авлакогена, также именуемого Куруктаг [39, 41], хотя его удобнее называть *Куруктаг—Паргантаг* (рис. 1, 12). Он относится к типу внутривнутриплатформенных. Его разрез ранее рассматривался нами [9] по материалам [7, 11, 26]. Толщи этого авлакогена отличаются от разреза авлакогена Кавабулак (рис. 3, колонка 4) вдвое меньшей мощностью аналогов чанчена и цзисяна (*группы пован* и *эртикен* мощностью 1700 и 1900 м), большим содержанием в них исходно песчаных пород как аркозового, так и кварцевого состава, а в аналогах цзисяна — риолит-дацитовых вулканитов. Как и в авлакогене Кавабулак, эти толщи подвержены метаморфизму, складчатости и сопровождаются гранитоидами. Однако здесь известны, кроме того, аналоги верхнего протерозоя — цинбайкоу в виде *группы паргантаг* (3000 м), внизу металавролитово-песчаниковой с единичными прослоями конгломератов, а в верхней части карбонатной. Столь большая мощность позволяет предполагать вхождение этих аналогов цинбайкоу в разрез толщ авлакогена и соответственно большую длительность его развития, чем Тяньшаньского авлакогена. Все три подразделения датированы геохронологически, хотя и небольшим числом определений. Принимаемый возраст подтверждается корреляцией с тяньшаньским стратотипическим разрезом по данным определения строматолитов.

Синийский *авлакоген Куруктаг*, одновозрастные структуры которого на СКП неизвестны, протягивается вдоль широтной гряды гор Куруктаг между меридианами озер Бостан на западе и Лобнор на востоке более чем на 350 км (рис. 1, 16). Его толщи залегают на средне-позднепротерозойских толщах, отделены несогласием (таримская складчатость, 800 Ма), их мощность более 7000 м. Западным продолжением этого авлакогена (или кулисообразно примыкающей к нему, как мы допускали ранее [4]) является структура более мелкого заложения (от нескольких сотен метров) в районе Аксу-Уши, которая подстилается образованиями нижнего протерозоя.

Толщи, выполняющие авлакоген Куруктаг, чрезвычайно разнообразны [12, 15]. Они включают вулка-

ниты от базальтовых до кислых, терригенные породы от конгломератов до аргиллитов и глинистых сланцев преимущественно серо-зеленой окраски, а также карбонатные породы и ледниковые образования — тиллиты и тиллоиды наземного и морского генезиса. Состав обломочного материала в терригенных породах полимиктовый, аркозовый и кварцевый. Разрез принято расчленять на 8 формаций в равном числе для нижнего и верхнего синия с рубежом в 700 Ма [12], для которых характерна сильная изменчивость мощности (рис. 5, колонка 2).

В нижнем синии нижняя *формация бейси* (640—1670 м) содержит внизу и вверху тиллиты и тиллоиды, а в большей средней части — мелкозернистые песчаники, алевролиты, выше — глинистые сланцы, которые замещаются средне-основными, реже кислыми вулканитами в виде лав, туфов и туффитов. Сменяющая ее *формация чжаобишань* (360—570 м) состоит из песчаников, алевролитов, вверху аргиллитов с обломочным материалом, чаще кварцевым, в средней части иногда аркозовым. Вверху терригенные толщи замещаются кислыми туфами. Отдельные линзы и прослои, начиная с основания этой формации, образуют внизу конгломераты, в середине разреза — песчаные известняки. Третья *формация алатунгоу* (480—1525 м) залегает несогласно, в основании включает тиллиты и тиллоиды, а выше представлена преимущественно алевролитами и аргиллитами с изменением кверху до песчаников с единичными линзами конгломератов. На отдельных уровнях терригенные породы замещаются средне-кислыми туфами, изредка линзами известняков. Четвертая *формация тэриэкен* (690—1850 м) существенно тиллит-тиллоидная с частыми линзовидными пачками и прослоями терригенных пород; в средней части изредка присутствуют карбонатные породы, вверху — кислые туффиты. Общая мощность нижнего синия от 2200 до 5600 м.

Толщи верхнего синия по сравнению с нижним синием имеют более чем в 2 раза меньшую мощность (1000—2150 м). Нижняя *формация чжамукети* (560—790 м) — пестроцветная с ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, которые вверху замещаются средними и основными вулканитами. Перекрывающую *формацию юкенгоу* (80—590 м) образуют тонкослоистые алевролиты и аргиллиты, включающие единичные пропластки известняков. Следующая *формация шуэчуань* (135—310 м) карбонатно-терригенная, также тонкослоистая, в терригенной части аргиллито-алевролитовая, местами фосфатонесная, вверху с базальтами, главным образом в виде силлов. В обеих последних формациях преобладает зелено-серая окраска пород, в аргиллитах — до почти черной. Завершающая *формация хангерчок* (140—470 м) залегает с несогласием, для нее характерны тиллиты. Они включают горизонты тонкослоистых аргиллитов, вверху редкие линзовидные прослои песчаников и песчаных доломитов. С несогласием синийские толщи перекрываются образованиями нижнего кембрия. Для авлакогена Куруктаг, единство разреза толщ которого прервано на ряде уровней несогласиями, тем не менее

отмечается отсутствие складчатости и завершение его формирования поднятием [6, 40].

Толщи синийского авлакогена Куруктаг и три уровня их тиллитов и тиллоидов — в формациях бейси, тэриэкен и хангерчок — имеют важное значение для корреляции с верхнепротерозойскими тиллитсодержащими толщами платформы Янцзы и других районов Китая, а также соседних с Синцзянем районов Киргизии и Казахстана и для глобальной корреляции.

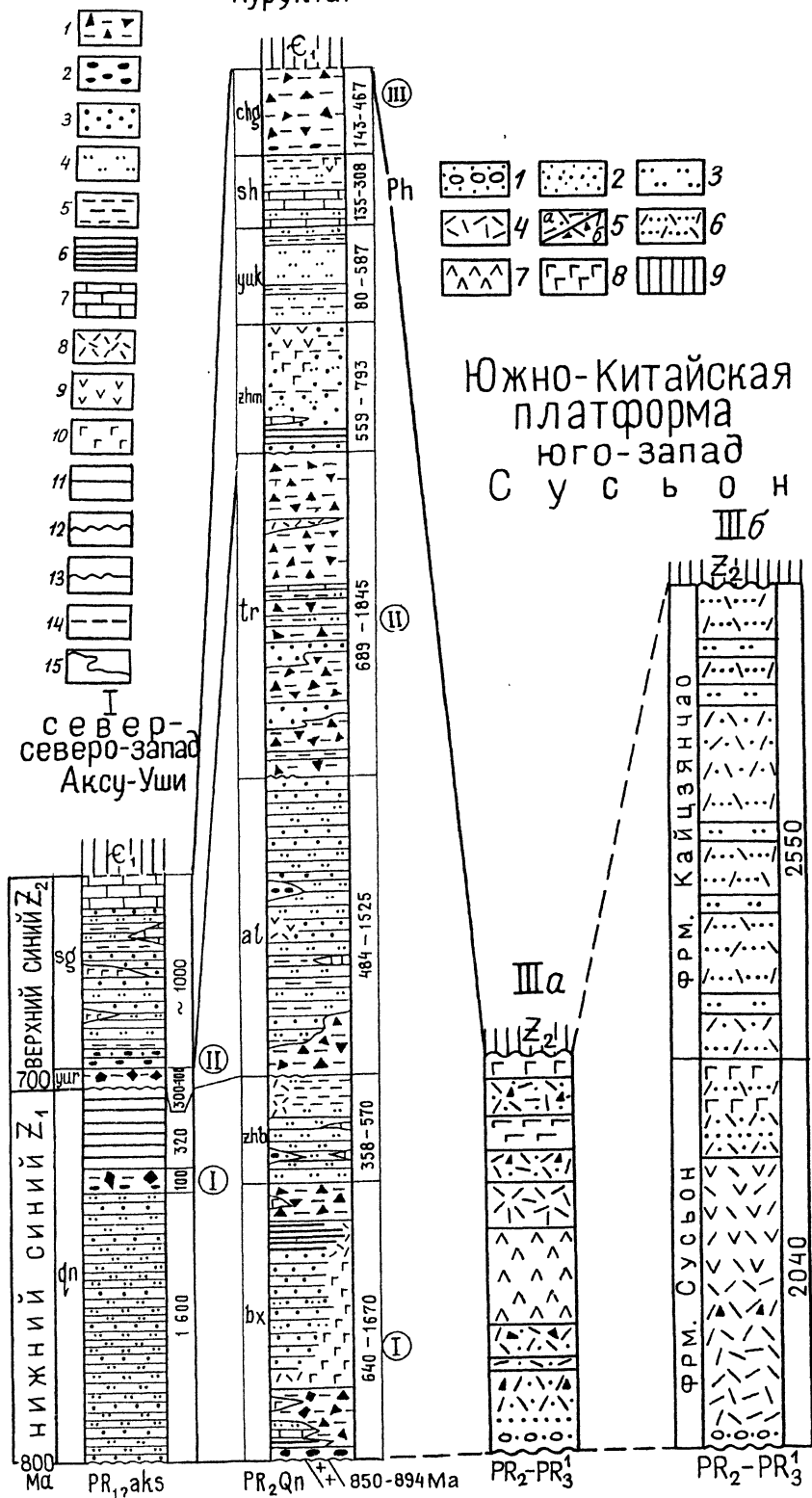
Западным продолжением этого авлакогена является *авлакоген Аксу-Уши* (наименование по соответствующим городам). Согласно [11, 14, 15 и др.] он имеет более мелкое заложение (максимум до 3000 м, в прибортовых частях — до нескольких сотен метров), подстилается зеленосланцевым железорудным комплексом нижнего протерозоя. В более полном разрезе толщи этого авлакогена существенно терригенные, аркозово-кварцевые в нижней половине разреза (*формация чжаоенбулак*) и карбонатно-терригенные выше по разрезу (*формация сугайтбулак*), разделенные несогласием. Они включают два интервала тиллитов и тиллоидов — внутри нижней формации и более мощный выше по разрезу (*формация юрминак*), которые коррелируют с таковыми в формациях бейси и тэриэкен в составе нижнего синия (рис. 5, колонка 1). На окраинах авлакогена, где известен только верхний синий, проявлен аналог пачки тиллитов формации хангерчок.

Формирование авлакогена Куруктаг происходило в обстановке активного континентального рифтогенеза, особенно в раннем синии. За близкий для обоих подразделений синия временной интервал — около 100 млн лет — мощность раннесинийских толщ более чем вдвое превысила мощность толщ позднего синия, достигнув свыше 5600 м, несмотря на пульсационный характер развития авлакогена, который отражен в перерывах и несогласиях в разрезе. Резкие перепады мощности толщ авлакогена Куруктаг, также в большей мере для раннесинийских толщ (в 2—3 раза), свидетельствуют об активности структуроформирующих конседиментационных глубинных разломов. Это подчеркивается и неоднократным проявлением вулканитов (особенно базальтовых в нижней формации бейси, которые здесь достигают 500—600 м), а также конгломератов, очевидно, в связи с контрастным развитием авлакогена воздыманием его бортовых частей, а возможно, и внутренних блоков.

Замедление формирования авлакогена в позднем синии кроме уменьшения мощности толщ (при принципиальной близости их литологического состава раннесинийским толщам) подчеркивается и текстурами осадочных пород — трещинами усыхания, знаками рьяи, внутренними перемычками и перерывами. Авлакоген Аксу-Уши с существенно песчаным осадконакоплением, с максимальной мощностью нижнего синия в 3 раза, а верхнего — в 2 раза меньшей, чем в авлакогене Куруктаг, отвечает, очевидно, вырождению авлакогенной системы Тарима (но местному, учитывая позднепротерозойские тиллит-тиллоидсодержащие толщи в Киргизии и Казахстане, издавна рассматривавшиеся с ней в структурной связи).

Таримская платформа

II север Куруктаг



Южно-Китайская платформа

юго-запад Сусьон IIIб

Рис. 5. Схематизированные стратиграфические колонки раннесинийских авлакогенов на Таримской и Южно-Китайской платформах:

I—II — Таримская платформа: I — по [14 и др.], II — по [12, рис. 7 с обобщением; 15]: 1 — тиллиты и тиллоиды; 2 — конгломераты, песчаники с галькой; 3 — гравелиты, средне-крупнозернистые песчаники и алевролиты; 4 — алевролиты и аргиллиты; 5 — алевролиты и аргиллиты; 6 — глинистые сланцы, ленточные глины ледникового происхождения; 7 — известняки, доломиты; 8—10 — вулканические породы (8 — риолиты, 9 — андезиты, 10 — базальты); 11—15 — границы: 11 — согласные, 12 — несогласные, 13 — с частичным несогласием, 14 — условные, 15 — фациальные.

IIIа, IIIб — Южно-Китайская платформа (IIIа — по [24 с учетом [10], IIIб — по [10]: 1 — конгломераты и песчаники; 2—3 — песчаники (2 — преимущественно граувакковые, 3 — аркозово-кварцевые); 4—6 — вулканические породы (4 — лавы, 5а — туфы, 5б — пирокластические брекчии, 6 — туффиты с риолитовым вулканическим компонентом); 7 — дациты (на IIIа — дациты и андезиты); 8 — базальты; 9 — платформенные образования позднего синия (границы см. в легенде к I—II). Наименования толщ (формаций) в колонках I—II, показанные индексами, см. в тексте

авлакогена Куруктаг) к поднятиям его прибортовых частей или ближней к ним местности. Обратим внимание, что главные их интервалы в разрезе — в формациях бейси, алатунгоу и тэриэкен — проявлены после несогласий, т.е. вслед за фазами общего поднятия, вероятно, и прибортовых частей авлакогена, которые могли иметь характер горных систем.

Южно-Китайская (Янцзы) платформа

В пределах Южно-китайской (ЮКП, Янцзы) платформы известны авлакогены, заложившиеся в среднем протерозое, но, по-видимому, более поздние, чем на двух других платформах, — с начала нанькоу, т.е. позднего чанчена, с 1600—1650 Ma по (Zhang Qirui, Liu Hongyun, Chen Menge, 1992; [19]), и развивавшиеся до конца досинийского позднего протерозоя по цинбайкоу включительно (до 800 Ma). Это субширотные авлакогены Шеннунцзя и Бейба на севере и северо-западе платформы соответственно, а также Восточно-Юннаньский авлакоген меридиональной ориентировки на западе. На месте последнего в раннем синии возник авлакоген Сусьон (Сянсянлин—Сусьон). На юго-восточной

окраине ЮКП расположены кулисообразно сближенные авлакогены Локедон и Шаншуй северо-восточной ориентировки, которые сформировались в позднем протерозое — в цинбайкоу и раннем синии (1000—700 Ma),

Образование тиллит-тиллоидных толщ на Таримской платформе, учитывая их распространение в виде удлиненных зон [10], по-видимому, связано с горным оледенением, приуроченным (определеннее для

т.е. в позднем—терминальном рифее по российской шкале. Ранние из этих авлакогенов заложились на архейском или раннепротерозойском фундаменте, поздние же — на фундаменте, отчасти сформированном к чанчену (1800 или 1650 Ma), а главным образом к концу цинбайкоу (1000—800 Ma) в результате джиннинской складчатости [6, 39—41 и др.]. Авлакогены ЮКП, исключая Шеннунцзя, принадлежат активным континентальным окраинам, что обуславливает повышенную мобильность тектонического режима их формирования и, в частности, существенно вулканогенный тип разреза.

Авлакоген Шеннунцзя (рис. 1, 13) с широтной ориентировкой протягивается примерно на 250 км в центре северной части ЮКП, развился в северной части архейско-раннепротерозойского ядра ранней консолидации этой платформы. Этот авлакоген считается внутриконтинентальным, а приближенность к северной окраине платформы исследователи связывают с сопутствующим и последующим рифтогенезом, способствовавшим отделению от платформы фрагментов, вовлеченных в Циньлинскую мобильную зону. Согласно сводке Джана Цирюя и др. (Zhang Qirui, Liu Hongyun, Chen Menge, 1992), толщи авлакогена — средний и досинийский верхний протерозой — имеют мощность свыше 12 000 м (основание неизвестно). Они выделяются в одноименную группу (супергруппу) с делением на нижнюю, среднюю и верхнюю подгруппы (группы) шеннунцзя, соответствующие чанчену, цзисяну и цинбайкоу (рис. 2, колонка 5). Группа шеннунцзя в значительной мере сложена карбонатными породами, но довольно разнообразными, от хемогенных, переменных по текстуре и количеству примесного материала, до обломочных (калькаренитов), с ограниченным дополнением терригенными и вулканогенными породами.

Нижняя подгруппа шеннунцзя имеет мощность 6500 м и расчленена на 5 формаций. В ней преобладают карбонатные породы обычно темно-серой окраской, но их тип и сочетание довольно сложные. Доломиты значительно — до равного объема — расслоены калькаренитами, особенно в двух нижних *формациях инвогон и даяпин*, а также в верхней *формации куаншишань*. На ряде уровней доломиты имеют текстуру брекчии взламывания (бамбуколистную), иногда они олистостромовые. По всему разрезу подгруппы в них часто отмечается терригенная, а в средних *формациях луаншигоу и давокен* туфогенная примесь при ассоциации последних с ограниченно проявленными трахитами. Кроме того, в формации луаншигоу известны прослой кварцевых конгломератов и песчаников; в ней, а также в верхней формации куаншишань отмечены единичные горизонты железистых алевролитов и аргиллитов.

Среднюю подгруппу шеннунцзя, столь же мощную, залегающую несогласно, начинают, перекрывая кору выветривания, конгломераты, кварциты и реже калькарениты (*формация тайзи*). Их сменяют толщи светлоокрашенных массивных доломитов трех формаций — *емахэ* (1970 м), *вэншуйхэ* (1880 м) и *шикаохэ* (1660 м);

последняя имеет доломитовые конгломераты и песчаники в основании. В нижней из этих трех формаций доломиты часто обладают бамбуколистной текстурой, а формация шикаохэ содержит кремнистые линзы. В формациях веншуйхэ и шикаохэ присутствуют прослой калькаренитов и кварцевых песчаников, количество которых возрастает к верхней формации. В формации веншуйхэ известны три уровня миндалекаменных базальтов типа траппов с текстурой пиллоу. *Верхняя подгруппа шеннунцзя* маломощная, двучленная. Она состоит из *формации соншюан*, представленной алевролитами и мелкозернистыми калькаренитами, нередко окрашенными в черный цвет, кварцевыми песчаниками и железистыми сланцами (350 м), а также из *формации ваганси*, сложенной доломитами и известняками с серой (до красно-серой) окраской (190 м). Обстановка накопления толщ группы шеннунцзя, видимо, неоднократно менялась от литоральной до окраинно-морской, но почти всегда была мелководной.

Доломиты в большинстве интервалов группы шеннунцзя содержат строматолиты, которые, согласно [23, 38] и др., довольно детально изучались. Они были сгруппированы в четыре ассоциации, из которых, по заключению (Zhang Qirui, Liu Hongyun, Chen Menge, 1992), две отвечают нижней подгруппе шеннунцзя (чанчену) и две — средней и ограниченно верхней подгруппе (цзисяну и цинбайкоу).

Выше несогласно, очевидно, после складчатости и размыва, залегают *формация мацаоюань* мощностью 2150 м, сложенная преимущественно конгломератами, дополненными пирокластическим основным и средним (?) материалом. Геохронологически она относится к верхней половине цинбайкоу (846 и 886,9 Ma) [23, 40 и др.], хотя иногда считается нижним синием (J. Qirui et al., 1992 и др.), что вряд ли правомочно. Формация мацаоюань структурно тесно связана с авлакогеном Шеннунцзя [10], представляет собой молассу, возникшую вслед за ранней фазой джиннинской складчатости (1000 Ma), завершающей его формирование. По этому признаку толщи цинбайкоу в авлакогене Шеннунцзя ЮКП историко-геологически противопоставляются таковым в Яньшаньском авлакогене СКП, входящем в основание плитного чехла, но близки одновозрастным толщам в авлакогене Кавабулак на Таримской платформе.

В северо-западной части ЮКП, в районе Бейба, известен рифт (авлакоген) на активной окраине платформы [13], который сложен средне-позднепротерозойскими (досинийскими), в значительной мере вулканогенными толщами. **Авлакоген Бейба** прослежен по простиранию в субширотном направлении на 70—100 км при ширине 60—80 км. Толщи с неполной мощностью более 6000 м несогласно залегают на тоналит-трондьемитовом фундаменте (рис. 1, 14; рис. 3, колонка 6), относятся к *группе худдия* в виде двух подразделений. В нижнем из них мощностью около 3000 м базальный горизонт сложен конгломератами, кварцевыми, аркозово-кварцевыми метапесчаниками и кварцитами, а выше следуют карбонатные породы, которые расслоены пачками метааргиллитов. Осадочную часть разреза

группы хуодия согласно сменяет мощная (3500 м) бимодальная вулканическая ассоциация повышенно щелочных с калиевым уклоном субэвральных метатолитов и резко преобладающих красноцветных метариодитов и метариолитов. Видимый верх разреза авлакогена Бейба (500—700 м) образуют отделенные несогласием конгломераты с прослоями кислых метавулканитов и метаргиллиты. Метаморфизм толщ отвечает зеленосланцевой фации, внизу до амфиболитовой. Группе хуодия сопутствуют три комплекса интрузий в последовательности от субщелочных калиевых габбро до биотитовых и эгириновых гранитов. Гао Шан, Джан Бенчен и Ли Зеджиу [13] считают толщи группы хуодия близкими образованиям, выделенным Конди (Condie, 1982) в качестве бимодально-вулканогенно-кварцит-аркозовой ассоциации континентальных или окраинно-континентальных рифтов.

На западной окраине ЮКП имеются ориентированные меридионально среднепротерозойский Восточно-Юннаньский авлакоген и раннесинийский авлакоген Сусьон, простирающиеся на расстояние до 500—600 км.

Восточно-Юннаньский (Куньянский, Кандианский) авлакоген (рис. 1, 15) находится непосредственно к востоку от Кам-Юннаньского поднятия с образованиями, стабилизировавшимися к 1800 Ма. Авлакоген развился на фундаменте, который, начав консолидироваться в раннем протерозое, продолжал оставаться относительно подвижным [6, 40], что отразилось на характере его толщ. Авлакоген выполнен толщами мощностью около 15 000 м, которые имели несколько вариантов расчленения [3, 10, 21, 36]. Преобладающая часть толщ образует группу хойли, расчленяемую на пять формаций, которые относят к среднему протерозою. Верх разреза слагает группа тяньбаошань (1800—2000 м) верхнего, досинийского протерозоя (рис. 3, колонка 7). В ранних работах нижние толщи разреза (формации хэкоу) относили к нижнему протерозою, но в последние годы считают, что они входят в единый разрез с вышележащими толщами этой группы.

В разрезе *группы хойли* нижняя *формация хэкоу* (около 4000 м) сложена слюдястыми сланцами с редкими пачками средних метавулканитов натриевой щелочности и линзами мраморизированных доломитов. В следующей *формации тонган* мощностью 3500 м выделяются два макроритма, в которых нижние первично терригенные пачки, представленные в первом макроритме кварцитами, а во втором — филлитами, сменяются мраморами со строматолитами. В смежных частях первого макроритма недавно выявлены вулканиты, эволюционирующие в ряду: высококалиевые риолиты — трахиандезиты — калиевые базальты — карбонатиты, возраст последних 1685 Ма по Sm—Nd-методу. Связанные с ними дайки нескольких фаз внедрения определены в интервале 1645—1048 Ма Sm—Nd-, Rb—Sr- и K—Ar-методами, что вместе с более ранними данными вполне подтверждает возрастной диапазон группы хойли как средний протерозой — аналоги чанчена и цзисяна.

В следующей *формации шопшуйцзин* (около 2000 м), залегающей несогласно, с конгломератами в основании,

преобладают метапесчаники и слюдястые сланцы,верху с метавулканитами среднего состава. Выше по разрезу выделяются *формация лимэхэ* (3500 м), сложенная кварцитами и аркозовыми кварцитами с пачками слюдястых сланцев, а также карбонатная *формация фэншаньин* (1500 м). Эта последовательность завершается первой фазой джиннинской складчатости (1000 Ма).

Верхняя в разрезе Восточно-Юннаньского авлакогена *группа тяньбаошань*, принадлежащая верхнему досинийскому протерозою, представлена кислыми метавулканитами, сменяемыми слюдястыми сланцами и кварцитами. Об их возрасте условно свидетельствуют датировки метаморфизма в подстилающих толщах (861—893 Ма) и завершающая их формирование предсинийская складчатость (800 Ма).

О юго-восточных *авлакогенах Локедон* и *Шушуй*, имеющих более позднее заложение (в досинийском позднем протерозое), сведения ограничены. Их толщи с высоким содержанием вулканитов являются образованием достаточно активного тектонического режима, несмотря на внутриконтинентальное положение. Это, очевидно, связано с пониженной консолидацией фундамента Южно-Китайской платформы, что обусловлено возобновлением в это время мобильного режима на юго-восточной окраине ЮКП [40, 41].

Раннесинийский *авлакоген Сусьон* на крайнем юго-западе ЮКП выделяют либо в виде широкой единой структуры [10], либо в системе двух параллельных структур [41], что связано с его предпозднесинийским осложнением внутренним поднятием [42]. В своем положении он наследует Восточно-Юннаньский среднепозднепротерозойский авлакоген, хотя их и разделяет складчатость.

Оценка мощности толщ авлакогена Сусьон сильно, более чем вдвое, отличается у разных авторов — 2000 м и около 4500 м (при близкой литологической характеристике), в связи с чем нами приводятся два варианта их разреза (рис. 5, колонки III и IIIa). Толщи представляют собой сложное сочетание бимодальной вулканогенной серии с преобладанием кислых разновидностей, дополненных терригенными породами, в основании — конгломератами. В позднем варианте (с принятой мощностью в 2000 м [24]) выше конгломератов и песчаников (около 300 м) отмечаются риолитовые туфы и туффиты мощностью 500—600 м с маломощной пачкой базальтов в верхней половине. Разрез продолжают дациты (500 м), а затем риолитовые туфы и туффиты, дважды чередующиеся с пачками базальтов мощностью до 250 м при общей мощности интервала 750 м. Дациты и риолиты геохронологически определены в 812 ± 15 и 803 ± 12 Ма Rb—Sr- и U—Pb-методами соответственно. В раннем варианте стратиграфических построений [10] песчаники отмечались не только в основании в ассоциации с конгломератами, но и выше по разрезу с увеличением их прослоев к верхней части, причем состав указывался аркозово-кварцевым и кварцевым. Палеогеографически толщи авлакогена Сусьон считаются наземными с тектоническим режимом образования, промежуточным между стабильным и мобильным [10], а по особенностям вулканитов — близким Эфиопскому континентальному рифту [24].

О закономерностях положения и строения позднепротерозойских (средне-позднепротерозойских) авлакогенов на древних китайских платформах

Авлакогены позднего (среднего—позднего, по китайской шкале) протерозоя в Китае формировались в целом в широком интервале — от 1850 до 540 Ма, но на разных платформах пределы их возраста различны (рис. 1). Это определяется временем консолидации фундамента платформ и положением авлакогенов — внутриили окраинно-континентальным, а для последних еще и природой континентальной окраины — пассивной или активной [40, 41]. На Северокитайско-Корейской платформе в ее северной половине авлакогены среднепротерозойские (Яньшаньский внутриконтинентальный и Баян-Обо на пассивной континентальной окраине). Здесь толщи, выполняющие авлакогены, “запечатаны” верхним досинийским протерозоем — цинбайкоу (с уровня 1000 Ма), начинающим платформенный чехол. На южной же окраине платформы, имеющей активный характер, авлакоген Сюнэр развивался более длительно, включая досинийский поздний протерозой (цинбайкоу, до 800 Ма).

С авлакогенами северной части СКП вполне коррелируют по времени заложения и развития авлакогены северной части Таримской платформы, однотипные с ними по тектонической позиции, — Кавабулак (или Центрально-Тяньшаньский) и более южный Куруктаг—Паргантаг. Но здесь при более поздней общей стабилизации ТП чрезвычайно активно проявился также синийский внутриконтинентальный авлакоген Куруктаг. В пределах Южно-Китайской платформы, полностью стабилизировавшейся лишь к концу среднего протерозоя—началу позднего протерозоя (1000—800 Ма), среднепротерозойский внутриконтинентальный авлакоген Шеннунцзя является более поздним по времени возникновения, чем авлакогены СКП и ТП (1600—1650 Ма). Окраинно-континентальный авлакоген Бейба на северо-западе ЮКП и схожие с ним (с повышенной мобильностью тектонического режима) Восточно-Юннаньский авлакоген на юго-западе платформы и юго-восточные Локедон и Шушуй (два последних более позднего заложения, с 1000 Ма) развивались, как и на активной южной окраине СКП, по 800 Ма включительно. При этом авлакогенез на юго-западе ЮКП продолжился в раннем синии в виде авлакогена Сусьон. Плитный чехол на этой платформе начал формироваться лишь с позднего синия, с 700—650 Ма (при раннесинийском возрасте первых толщ чехла на остальной площади ЮКП).

Положением авлакогенов на платформах определяется тип их разреза. Во внутриконтинентальных и приуроченных к пассивным окраинам авлакогенах среднего протерозоя, в большей мере на СКП, толщи сложены образованиями осадочными, терригенно-карбонатными, аркозово-кварцевыми в терригенной части, с ограниченным проявлением вулканизма повышенной калиевости в виде трахибазальтов и трахитов. На активных континентальных окраинах платформ тип разреза существенно вулканогенный. Вулканиды пред-

ставлены преимущественно той же субщелочной с калиевым уклоном бимодальной ассоциацией с преобладанием кислых разностей, но здесь они значительно более мощные (авлакогены Сюнэр на СКП, Бейба на ЮКП). О еще большей активности режима в предварении этого типа вулканизма свидетельствует проявление в Восточно-Юннаньском авлакогене на юго-западе ЮКП спилит-кератофировой ассоциации, хотя, как отмечалось выше, есть мнение о ее принадлежности фундаменту. Терригенные толщи в этом типе разреза обычные для авлакогенов — преимущественно аркозово-кварцевые и кварцевые.

Во всех средне-позднепротерозойских (досинийских) окраинно-континентальных авлакогенах толщи подвержены региональному метаморфизму (как правило, не выше зеленосланцевой фации), а также складчатости, сопровождавшейся гранитами. С учетом этих признаков в отношении некоторых из этих структур еще Ван Хонжень и Чиао Сюфу [40] отметили их близость раннепротерозойским протоавлакогенам. В позднепротерозойско-синийских авлакогенах эти признаки более проявлены на стабилизировавшейся позднее ЮКП.

Вместе с особенностями строения авлакогенов, определяемых возрастом платформ и положением в их пределах, а для окраинно-континентальных структур также тектонической природой окраин, обращает на себя внимание практически безотносительная к этим факторам высокая степень активности развития синийских авлакогенов, на что, к примеру, указывает формирование авлакогена Куруктаг на Таримской платформе. Это, очевидно, связано с глобальным явлением — деструкцией суперконтинента Родиния, что для авлакогена Сусьон на ЮКП подчеркивают и китайские авторы [24].

Существует попытка рассмотреть авлакогены, находящиеся на активных континентальных окраинах, в связи со смежными подвижными поясами (это относится к заложившимся со среднего протерозоя авлакогенам Сюнэр на СКП, Бейба и Восточно-Юннаньскому на ЮКП, раннесинийскому авлакогену Сусьон на ЮКП). Однако вулканиды в этих авлакогенах качественно резко противопоставляются таковым в подвижных поясах. Они принадлежат калиевым трахитовой или бимодальной сериям, а в Восточно-Юннаньском авлакогене — к карбонатитовой серии, эволюционирующей от высококалиевых риолитов и трахитов. В соседствующих же с авлакогенами мобильных поясах проявлена известково-щелочная серия, а кварцево-аркозовым терригенным породам авлакогенов здесь противопоставляются граувакки. Контрастность этих образований видна на примере авлакогена Бейба и территориально сближенной с ней островодужной системы Сисянь—Ханьчжун на северо-западной окраине ЮКП [13]. Тем не менее вопрос о связи авлакогенов, приуроченных к активным окраинам китайских древних платформ, со структурами подвижных поясов остается.

Китайские исследователи со времен появления сводки Вана Хонжэня и Чиао Сюфу [40], а особенно

в последние годы обращают внимание на присутствие в складчатых поясах, смежных с древними платформами Китая, малых блоков континентальной коры — отторженцев от платформ, которые соседствуют с мобильными, в том числе офиолит-содержащими зонами — океаническим трогами, выполненными образованиями того же возраста, что и толщи окраинных авлакогенов. В частности, это доказано для складчатой системы Циньлин [25, 28, 35 и др.] и, возможно, свойственно периферии всей Южно-Китайской платформы. Подобное имело место со среднего протерозоя на Цилянском поднятии, где Цилянский авлакоген испытал переход в океанический трог, отделивший Северокитайско-Корейскую и Таримскую платформы [6, 39, 40 и др.].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палисцистических и геолого-экологических карт Центральной Евразии. Историко-геологические колонки. Лист 28, рифей—венд / Отв. исп. Н.В. Милетенко, О.А. Федоренко. Алма-Ата, 2002.
2. Брежнев В.Д., Раабен М.Е. Протерозой Северо-Западного и Северного Китая: корреляция и геодинамические реконструкции // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 97—110.
3. Лю Бенпей, Чжан Чучи, Фэн Чинлай и др. Историческая геология Китая: Изд. 3-е. Пекин, 1996. (На кит.яз.).
4. Мазарович О.А., Барсков И.С., Борисенко В.И. и др. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 6. С. 3—21.
5. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (Рифтогенез на древних платформах). М., 1983.
6. Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. Межведомственный геофизический комитет при президиуме АН СССР. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М., 1991.
7. Пэн Чаньвэн, Гао Чжэндзя, Лу Суннен. Расчленение и сопоставление докембрийских толщ Тянь-Шаня (Синьцзян) // Сб. II симпозиума по геол. и полез. ископ. Тянь-Шаня. Синьцзян, 1991. С. 267—273. (На кит. яз.).
8. Филатова Л.И. Главные черты и особенности протерозойских рифтогенных структур древних Восточно-Европейской и китайских платформ. Статья 1. Раннепротерозойские протоавлакогены // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2006. № 4.
9. Филатова Л.И., Хэ Гоци. Фрагменты позднепротерозойского суперконтинента Родиния в Синьцзяне и на востоке Казахстана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 6. С. 3—22.
10. Atlas of the Palaeogeography of China. Beijing, 1985. (На кит., англ. яз.).
11. Gao Zhenjia, Shen Jibiao, Lu Songnian et al. The Precambrian Geology in Northern Xinjiang // Precamb. Geol. 1993. N 6. (На кит. яз., англ. абстр.).
12. Gao Zhenjia, Peng Chanwen, Li Yongan et al. Subdivision and Correlation of the Sinian and Cambrian in Quruqtagh, Xinjiang, China // Precambrian Geology in Xinjiang. China. Urumuqi. Xinjiang, 1984. P. 1—105. (На кит. яз., англ. абстр.).
13. Gao Shan, Zhang Benren, Li Zejiu. Geochemical evidence for Proterozoic continental arc and continental-margin rift magmatism along the northern margin of the Yangtze Craton, South China // Precamb. Res. 1990. Vol. 47. P. 205—221.
14. Gao Zhenjia, Wang Wuyan, Peng Chanwen et al. The Sinian System in Aksu-Wushi Region, Xinjiang, China. Urumuqi, Xinjiang, 1985. (На кит. яз., англ. абстр.).
15. Gao Zhenjia, Wang Wuyan, Peng Chanwen et al. The Sinian System in Xinjiang, China. Urumuqi. Xinjiang, 1985. (На кит. яз., англ. абстр.).
16. Geng Yuansheng, Wan Yusheng, Yang Chonghui. The Palaeoproterozoic Rift-Type Volcanism in Luliangshan Area, Shanxi Province, and Its Geological Significance // Acta Geoscient. Sinica. 2003. Vol. 24. N 2. P. 97—104. (На кит. яз., англ. абстр.).
17. Guo Fuxiang. Affinity between Paleozoic Blocks of Xinjiang and Their Suturing Ages // Acta geol. sinica. 2000. Vol. 74. N 1. P. 1—6.
18. He Guoqi, Li Maosong, Liu Dequan et al. Paleozoic crustal evolution and mineralization in Xinjiang of China. Urumuqi. Xinjiang, 1994. (На кит. яз., англ. абстр.).
19. He Jurui, Wang Aiguo, Rui Xingjian, Li Chunchai. Ore-Bearing Formations of The Precambrian in South China and Their Prospects // Acta geol. sinica. 2004. Vol. 78. N 2. P. 375—379.
20. He Zhengjun, Niu Baogui. Re-inquiring of the “Chende Trust Plate”: Evidence from the Mesoproterozoic Chanchengian Sedimentary Facies in Yanshan Region // Geol. Rev. 2004. Vol. 50. N 5. P. 464—470. (На кит. яз., англ. абстр.).
21. Huang Zhongquan, Shen Yuanren, Lu Shikun. On the precambrian crust evolution and stratigraphic classification of the Kandian axis // Precamb. geol. 1987. N 3. P. 87—99. (На кит. яз., англ. абстр.).
22. International Symposium on Late Proterozoic Geology. Excursion Guide. The Middle and Upper Proterozoic in Jixian, Tianjin, China / Ed. J. Chen, Zh. Huimin. Tianjin, 1983.
23. Li Quan, Leng Jian. The middle and Upper Proterozoic Strata in Shennongjia Region and their Correlation with those of the Tibe-Sections in Yangtze Gorges and Jixian County // Precamb. Geol. 1987. N 3. P. 57—72. (На кит. яз., англ. абстр.).
24. Li Xianchua, Li Zhengxiang, Zhou Hanwen et al. U—Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kandian Rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia // Precamb. Res. 2002. Vol. 113. P. 135—154.
25. Lu Shaofeng, Zhang Guowei. Process of Rifting and Collision along Plate Margins of the Qinling Orogenic Belt and Its Geodynamics // Acta geol. sinica. 1999. Vol. 73. N 3. P. 275—288.
26. Peng Chanwen, Gao Zhenjia, Lu Songnian. Division and correlation of Precambrian system in Northern Xinjiang // Xinjiang Geology. 1991. Vol. 9. N 4. P. 329—339. (На кит. яз., англ. абстр.).
27. Peng Runmin, Zhai Yusheng. Hydrothermal Mineralization on the Passive Continental Margins of China: a Case Study of the Lanshan—Zha’ertaishan Belt, Inner Mongolia, China // Acta geol. sinica. 2004. Vol. 78. N 2. P. 534—547.

28. *Qi Jinzhong, Yuan Sh, Liu Zhunyi et al.* U—Pb SHRIMP Dating of Zircon from Quartz Veins of the Yanshan Gold Deposit in Gansu Province and Its Geological Significance // *Ibid.* 2004. Vol. 78. N 2. P. 443—451.
29. *Sun Dazhong, Lu Songnian.* A subdivision of the Precambrian of China // *Precamb. Res.* 1985. Vol. 28. P. 137—162.
30. *Song Tianrui, Gao Jian.* Tidal sedimentary structures from upper Precambrian rocks of the Ming Tombs District, Beijing, China // *Precamb. Res.* 1985. Vol. 29. P. 93—107.
31. The Columnar Section of Chinesien Strato-Type of Sinian Suberathem, Tientsin, 1977. (На кит. яз.).
32. The Precambrian Crustal Evolution of China. В.; L.; N.Y., 1993.
33. *Yuan Zhongxin, Bai Ge, Zhang Zongqing.* Trachitic Rock and Associated Fenitization in the Bayan-Obo Ore Deposit, Inner Mongolia, China: Evidence for Magmatic-Hydrothermal Mineralization Related to a Carbonatitic Complex // *Acta geol. sinica.* 2000. Vol. 74. N 2. P. 148—153.
34. *Zhang Qiaoda, Song Tianrui, He Zhengjun, Ding Xiaozhong.* Pb—Pb Age Determination of Meso- to Neoproterozoic carbonates in Ming Tombs District, Beijing // *Geol. Rev.* 2002. Vol. 48. N 4. P. 415—423. (На кит. яз., англ. абстр.).
35. *Zhang Jinjiang, Zeng Yaodong, Liu Shuwen.* Application of General Shear Theory to the Study of Formation Mechanism of the Metamorphic Core Complex: a Case of Xiaoqinling in Central China // *Acta geol. sinica.* 2000. Vol. 74. N 1. P. 19—28.
36. *Zhang Yongbei, Wang Guilian, Nie Jianfeng et al.* Isotopic Ages of the Carbonatitic Volcanic Rocks in the Kunyang Rift Zone in Central Yunnan, China // *Ibid.* 2003. Vol. 77. N 2. P. 204—211.
37. *Zhu Jiechen, Sun Wenpeng.* Approach of diagenetic age and evolution of metamorphic rocks of Middle Tianshan // *Xinjiang Geol.* 1986. Vol. 4. P. 51—52. (Англ. абстр.).
38. *Zhu Shixing, Wu Sijiang.* An outline of studies on the Late Precambrian stromatolites from Shennongjia district, Hubei Province // *Precamb. Geol.* N 3. 1987. P. 415—432. (На кит. яз., англ. абстр.).
39. *Wang Hongzhen, Mo Xuanxue.* An outline of tectonic evolution of China // *Episodes.* 1995. Vol. 18. N 1—2. P. 6—16.
40. *Wang Hongzhen, Qiao Xiufu.* Proterozoic stratigraphy and tectonic framework of China // *Geol. mag.* 1984. 121 (6). P. 599—614.
41. *Wang Hongzhen, Zhang Shihong, He Goqi.* China and Mongolia // *Encyclopedia of Geology / Eds R.C. Selley, L. Robin, M. Cocks, I.R. Plimer.* Oxford, 2005. Vol. 1. P. 345—358.
42. *Wu Genyao.* Formation and Tectonic Evolution of West Sichuan during Earlier Sinian // *Contribution to Panzhihua—Xichang Rift / Eds. Y. Zhang, B. Liu.* Beijing, 1987. P. 15—30. (На кит. яз., англ. абстр.).

Поступила в редакцию
04.04.2006