

УДК 551.24:551.72(470.1/.6+510)

Л.И. Филатова

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И КИТАЙСКИХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ. СТАТЬЯ I. РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПРОТОВАВЛАКОГЕНЫ¹

Выбранные к сравнению авлакогенного этапа развития в протерозое древние платформы — Восточно-Европейская (ВЕП) и китайские Северо-Китайская (или Северо-Китайско-Корейская, СКП) и Южно-Китайская (или Янцзы, ЮКП) — сформировались в разное время. Фундамент двух первых стабилизировался к концу раннего протерозоя, хотя и при некоторых вариациях этого рубежа 1650 и 1800 млн лет назад соответственно, а у платформы Янцзы, как и у Таримской, — к 1000 млн лет. Степень стабилизации в определенной мере различна также у близких по времени становления фундамента ВЕП и СКП, она менее полная для СКП, и по этой причине китайские древние платформы часто определяются вслед за Ван Хонь-женем и Чиао Сифу как параплатформы [36]. Это связывают с исходно значительно меньшими размерами китайских платформ, определяющими их большую способность к реактивизации, что подтверждается геодинамическими построениями [35 и др.].

Различия в тектоническом состоянии указанных платформ влияют на время возникновения и характер протерозойских авлакогенов — линейных, простирающихся на десятки и сотни километров (до 1000 км) мегаструктур, которые формировались перед плитным этапом развития в результате рифтогенеза континентальной коры без нарушения ее сплошности. Рифтогенез и авлакогенный этап на древних платформах начиная с докембрия глобально и специально для ВЕП, СКП и ЮКП рассматривал Е.Е. Милановский [7—10]. Размещение протерозойских авлакогенов Китая проанализировали Х. Ван и С. Чиао в [36] на палеотектонической карте протерозоя, а в позднем варианте на общетектонической основе — в работе [37]. Главным временем появления авлакогенов на ВЕП и СКП был поздний протерозой — рифей, или средний—поздний протерозой российской и китайской шкал соответственно, а в пределах ЮКП — поздний протерозой—ранний синий (поздний и терминальный рифей российской шкалы). Но на ВЕП родственные структуры Е.Е. Милановский [7] предложил выделять также для раннего протерозоя в виде протонавлакогенов, что принято и в Китае [36], или палеонавлакогенов по [37]. Их возраст находится в пределах 2500—2000 (1950) Ма, реже до 1800 Ма.

Как собственно авлакогены, так и протонавлакогены выполнены мощными (до 5—10 тыс. м и более) толщами синтетектонического накопления, в авлакогенах обычно терригенными и терригенно-карбонатными, с ограниченным переменным содержанием вулканических пород, а в протонавлакогенах — чаще существенно вулканогенными, преимущественно меланократовыми. Их последовательность нередко нарушена перерывами

и несогласиями, в большей мере в протонавлакогенах. Толщи протонавлакогенов подвержены региональному метаморфизму зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, реже более высокой фации, а также складчатости, которая сопровождалась гранитоидами и проявлением моласс, что обычно несвойственно собственно авлакогенам. В статье I рассмотрены раннепротерозойские протонавлакогены, статья II будет посвящена позднепротерозойским (рифейским, или среднепозднепротерозойским, по китайской шкале) авлакогенам. Ниже сведения о протонавлакогенах приводятся в порядке степени их изученности (слабоизученные и малоизвестные опущены) сначала для Восточно-Европейской платформы, где был установлен тектонотип этих структур, а затем для территории Китая.

Восточно-Европейская платформа. Здесь раннепротерозойские протонавлакогены выделяются на Балтийском и Украинском щитах, чаще они приурочены к тектоническим стыкам крупных архейских блоков и зон [8, 21]. В пределах Балтийского щита, особенно в его северной части, где протонавлакогены выражены полнее структурно и стратиграфически, они имеют простирание северо-западное до субширотного, а на Украинском щите из одновозрастных представительнее меридиональные структуры. Всегда отчетливо проявляется их несогласие по отношению к структурному плану архея. На Балтийском щите толщи, выполняющие протонавлакогены, относятся к вулканогенно-осадочному типу разреза (их нередко называют раннепротерозойскими зеленокаменными поясами). В пределах же Украинского щита проявлен также существенно осадочный тип разреза. Толщи группируются в макроритмы, разделенные перерывами с уровнями кор выветривания или конгломератов, а нередко структурно, до угловых несогласий и отчасти некоторых вариаций общего плана. Им свойственна железорудность хемогенно-осадочной, реже фумарольно-эксталяционной (в связи с меланократовым вулканизмом) природы. Началу развития протонавлакогенов сопутствует внедрение расслоенных интрузий, комагматичных с ранними метавулканитами. Они более известны на Балтийском щите (Ю.А. Балашов, Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин, Т. Alapietti, Е. Hanski, М. Saverikko и др., работы 70—90-х годов; работы этих и упоминаемых далее исследователей геологии и петрохимии протонавлакогенов, не включенные в список литературы к настоящей статье, см. в [18, 19]). Интрузии приурочены главным образом к окраинам этих мегаструктур, нередко внедрены в архейские образования и, очевидно, связаны с обусловившими их заложение глубинными разломами.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке программы “Ведущие научные школы” (грант № НШ-5280.2006.5).

Балтийский щит. Для Балтийского щита рассмотрены северные протоавлакогены Печенга—Имандра—Варзуга на Кольском п-ове и Северокарельско-Лапландский как наиболее представительные стратиграфически и структурно. Они охватывают толщи, отвечающие в стратиграфической шкале докембрия (и имеющие стратотипы в Карелии) сумию, сариолию, ятулию и людиковию. Верхние рубежи трех первых подразделений отвечают 2400, 2300, 2100 Ма. Для людиковия он указывался вначале в 2000 Ма [15], к середине 90-х годов был уточнен до 1970 Ма (Ю.А. Балашов, И.С. Пухтель и др.), что определяло эти подразделения нижнего протерозоя как досвекофеннские. Таковым их верхний предел принимался и нами при анализе толщ Балтийского щита [18, 19]. Однако в последней стратиграфической шкале он определен в 1920 Ма [14]. Это приводит к стратиграфической аналогии людиковия с офиолитсодержащими комплексами Финляндии (Йормуа, 1950—1960 Ма) и соответственно к признанию его частично в составе свекофенния (что допускалось и ранее некоторыми российскими и зарубежными исследователями).

Мегаструктуру Печенга—Имандра—Варзуга Е.Е. Милановский [7] предложил принять за тектонотип протоавлакогена. Ее рифтогенная природа предполагалась ранее в [2 и др.], что поддерживалось и в дальнейшем [13, 23, 24 и др.], хотя имеется мнение о лишь начальном формировании этой и родственных ей раннепротерозойских мегаструктур Балтийского щита в обстановке континентального рифтогенеза при смене ее океаническими условиями [11, 22 и др.]. К утверждению мегаструктуры Печенга—Имандра—Варзуга континентальным рифтом и отсутствию океанической коры в раннем протерозое на северо-востоке Балтийского щита недавно вновь вернулись кольские исследователи [13, 16].

Общая схема распространения рифтогенных структур раннего протерозоя на Балтийском щите была впервые намечена по проявлению высокомагнезиальных вулканитов и их интрузивных комагматов В.С. Куликовым [5, 6] (рис. 1, I), а позднее В.А. Мележику [30] (рис. 1, II). Считаясь внутриконтинентальными (по В.А. Мележику, для людиковия окраинно-континентальными), проторифты указывались с некоторым изменением их положения во времени (в большей мере для структур Северной Карелии и Лапландии) при простирании, меняющемся с северо-западного на субширотное в их восточных частях. Изменение структурного плана для этих подразделений отмечал также К.И. Хейсканен [22, рис. 3, 7], но для южной из двух зон растяжения в людиковии допускалось, что она проходит через районы Кайнуу—Оутокумпо с реликтами комплекса офиолитов, и обстановка образования в целом считалась океанической.

Северный из двух рассмотренных протоавлакогенов *Печенга—Имандра—Варзуга* (рис. 1, а) протягивается на 800 км при ширине до 30—50 км и расположен между Северо- и Южно-Кольской зонами, сложенными археем. В северной зоне в числе наиболее поздних предваряющих геологических образований ограниченно известен проточехол в виде кейвской се-

рии высокоглиноземистых толщ. Последнее, очевидно, подчеркивает высокую консолидацию здесь дораннепротерозойского фундамента, которая способствовала проявлению уже в раннем протерозое континентального рифтогенеза. Структура протоавлакогена главным образом моноклиальная с падением к юго-западу (25—35°), осложненная многочисленными преимущественно продольными разломами, часто надвигами, отчленяющими также ее ядро и сильно нарушенное встречное крыло [2, 4 и др.].

В последовательности толщ протоавлакогена, измененных в основном в фации зеленых сланцев, выделяются четыре макроритма в западной печенгской части и семь-восемь в стратиграфически более полном (особенно снизу) разрезе восточной структуры Имандра—Варзуга, с максимальной общей мощностью до 11—13 тыс. м. Согласно В.Г. Загородному, А.А. Предовскому, В.А. Мележику, Ж.А. Федотову и др., в макроритмах метаосадочные, преимущественно метатерригенные толщи перекрываются в 3—5 раз более мощными метавулканогенными толщами. Существенно терригенные интервалы в сумии и сариолии имеют аркозовый состав, в ятулии они чаще кварцевые, всегда мелководные, с реликтами красноцветности, сохранившейся от влияния метаморфизма. В верхних макроритмах, в людиковии, они обычно полимиктовые, часто углеродистые, более глубоководные. Особый тип базальных терригенных пород сариолия свойствен структуре Печенга, на западном борту они грубоглыбовые, переходящие к востоку в гравелит-конгломератовые с уменьшением мощности от 280 до нескольких метров и менее, что, очевидно, отражает более резкое проявление на западе структуроформирующих разломов, которое сопровождалось обвальными явлениями.

Сопутствующие вулканические толщи разнообразны по составу и продуктам извержений, в сумии—ятулии они часто наземные. Они полисерийны, но петрохимически определяются неоднозначно (Ж.А. Федотов, В.Ф. Смолькин, Е.В. Шарков, М.В. Минц и др.) в основном из-за оценки палеодинамики континентально-рифтогенной или плитной тектоники, в обоих вариантах в той или иной мере с отклонением состава пород от фанерозойских. Среди особенностей преобладающих меланократовых вулканитов, принадлежащих пикритовой и коматиит-базальтовой сериям, отражением их континентально-рифтогенной природы (как и мегаструктуры Печенга—Имандра—Варзуга в целом) отмечается сильное коровое заражение магматитов на петро- и геохимическом уровне с раскислением до андезито-базальтового состава, связываемого с повышенной термальностью при росте мантийного плюма [23, 24]. Это свойственно сумию—сариолию и отчасти началу людиковия.

На обстановку континентального рифтогенеза с наземным и мелководным осадконакоплением указывают и дополняющие терригенный разрез ятулия метавулканиты повышено щелочной контрастной серии. Для аналогов людиковия в ассоциации с углеродистыми метаосадочными породами специфичной является ферропикро-базальтовая серия с подчиненными кислыми метавулканитами (В.Ф. Смолькин, Е. Hanski

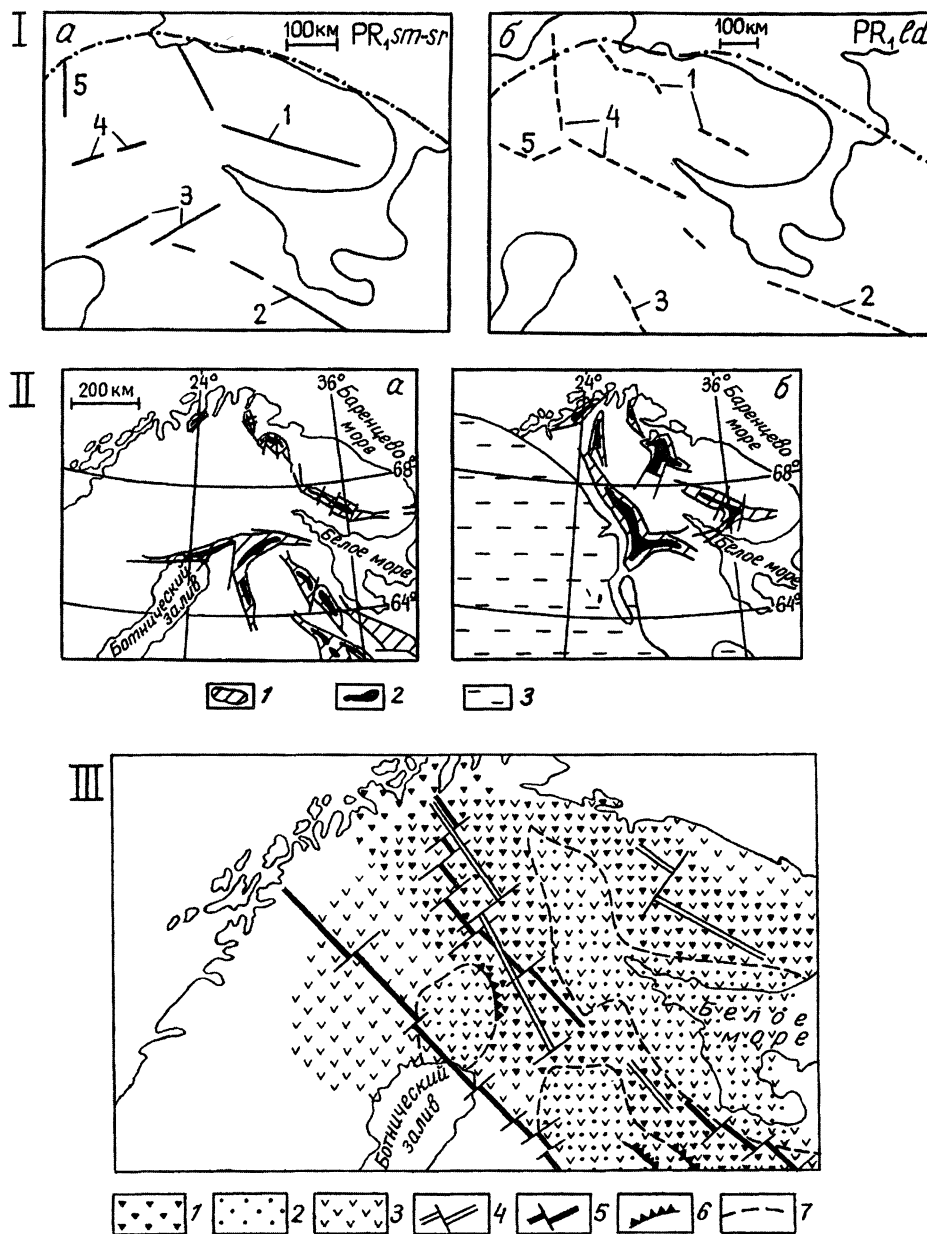


Рис. 1. Схема распространения раннепротерозойских протоавлакогенов в северо-восточной части Балтийского щита:

I — по В.В. Куликову (1988, 1989), в варианте положения их осевых зон с высокомагнезиальным магматизмом, выборочно для северной части региона: а — для сумия и сариолия и их зарубежных аналогов (1 — Печенга—Варзуга, 2 — Восточно-Карельский, 3 — Кеми—Кукаозеро, 4 — Кируна—Койтелайнен), б — для людиковия и его зарубежных аналогов (1 — Печенга—Варзуга, 2 — Ветренный Пояс, 3 — Кайнуу—Оутокумпу, 4 — Лапландский, 5 — Киттеля—Кируна); II — по В.А. Мележику [30], выборочно. Палеотектонические структуры с возрастом в Ga: а — 2,42—2,33 и б — 2,06—1,9; 1 — рифтовые зоны и 2 — рифтовые бассейны на архейском фундаменте, 3 — палеоокеан; III — соотношение зон растяжения при формировании рифтогенных палеоструктур раннего протерозоя северо-востока Балтийского щита. Составлено по выборочным данным К.И. Хейсканена (1990, с использованием рис. 3 и 7): 1—2 — область распространения толщ сумия—сариолия: 1 — метавулканогенных, преимущественно меланократовых, 2 — терригенных; 3 — то же для меланократовых вулканогенных толщ людиковия; 4—5 — оси растяжения и трансформные разломы: 4 — для сумия—сариолия, 5 — для людиковия; б — границы седиментационных грабенов; 7 — контуры седиментационных бассейнов сариолия

и др.), а вероятно, и спилитовая (М.А. Гилярова), которые вместе с сопутствующими углеродистыми терригенными толщами, очевидно, отражают углубление и некоторое расширение протоавлакогена в это время. Для макроритмов разреза характерно непосредственное следование метавулканитов, в том числе меланократовых, за аркозовыми и кварцевыми терригенными интервалами, что, видимо, отражает в развитии палеоструктуры резкую периодическую смену стабильных условий тектонической активизацией посредством

структуроформирующих и магмовыводящих разломов. Между макроритмами отмечаются тектонические паузы (до 50—160 Ма), которые фиксируются по корам выветривания, что также отличает рассматриваемую мегаструктуру от свойственных мобильному режиму. Об этом отличии свидетельствует и обилие пластовых интрузий, особенно в людиковии.

Местоположение и размеры протоавлакогена Печенга—Имандра—Варзуга по простиранию, по крайней мере с сариолия, в основе сохранились, на что указы-

вает устойчивость строения толщ в большей центральной части мегаструктуры и однотипное сокращение мощности толщ к крайним западным и восточным выходам (Полмак—Пасвик и Усть-Поной [31]), приближенным к ее естественному окончанию.

Северокарельско-Лапландский протоавлакоген (возможно, их система) находится на стыке Беломорской гнейсовой и Карельской гранит-зеленокаменной областей (рис. 1, I, № 4, 5), определеннее он намечен для людиковия. Эта мегаструктура протягивается от района Пана—Куолаярви в России на северо-запад в зарубежную часть щита до районов Карасйок, Каутокейно и Кируна почти на 1000 км. Ее строение достаточно детализировано (В.И. Робонен, К.И. Хейсканен, В.С. Куликов, В.И. Коросов, М. Lehtonen, М. Saverikko, Т. Skiold и др.). Она более сложноскладчатая, чем Кольская, вмещает многочисленные массивы поздне Svecofennic гранитоидов. Рифтогенная природа Северокарельско-Лапландской мегаструктуры очевиднее для сумия—сариолия и людиковия.

Ятулий же здесь, в отличие от протоавлакогена Печенга—Имандра—Варзуга, образует расширенный бассейн, хотя также удлиненный в северо-западном направлении и с элементами наследования по отношению к сумию—сариолию более погруженных восточных частей [22, рис. 3, 6]. Кроме того, Северокарельско-Лапландская мегаструктура несколько меняет структурный план в последовательных проявлениях рифтогенеза (рис. 1, I—III).

Наше понимание общего положения Северокарельско-Лапландского протоавлакогена близко к тому, которое дают В.С. Куликов и В.А. Мележик. Анализ стратиграфических и историко-геологических данных для сумия—сариолия и людиковия [18, 19, 20] показывает примерное совпадение северных и центрально-восточных частей их палеоструктур, но с раструбообразным расширением и смещением к югу (вплоть до выхода на архей) южного борта людиковийской палеоструктуры (рис. 2). Это отчетливо выделяется по

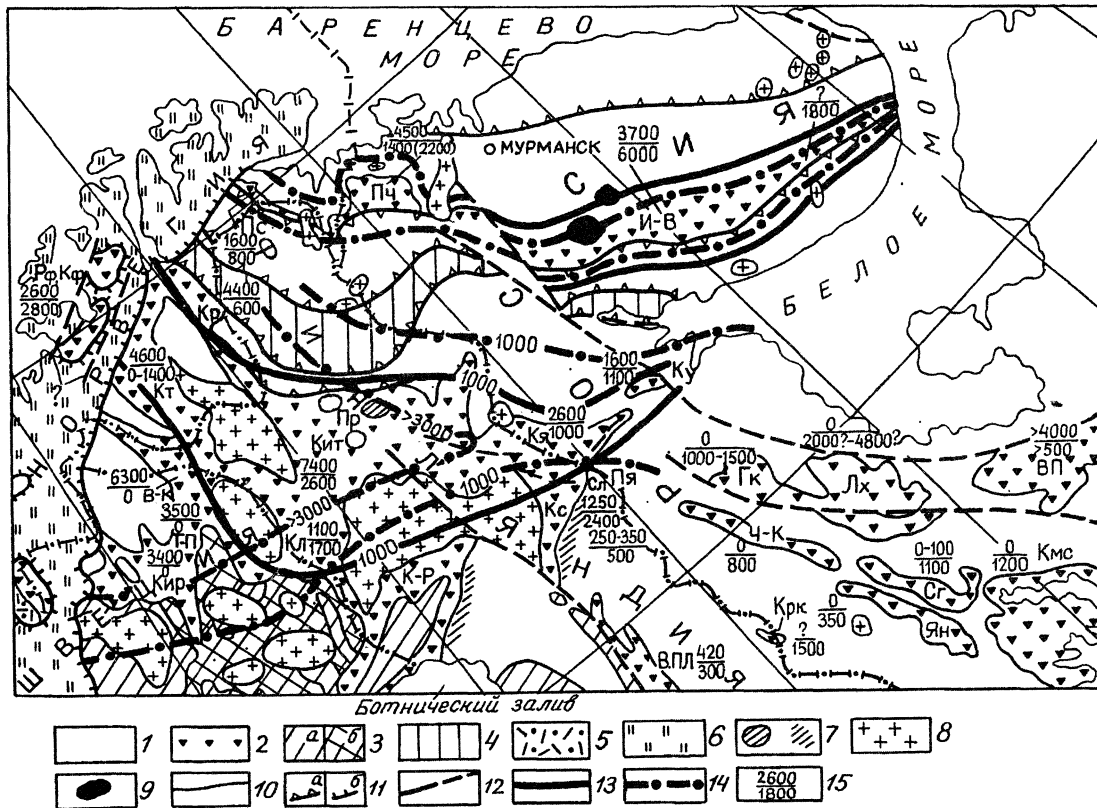


Рис. 2. Тектоническая схема северной части Балтийского щита с указанием изопахит для толщ раннепротерозойских протоавлакогенов Печенга—Имандра—Варзуга и Северокарельско-Лапландского. Составлена на основе разномасштабных тектонических и геологических карт, в том числе финских, шведских и норвежских (М. Саверикко, М. Лехтонен, Й. Пааккола, А. Седлецкая и др.), с использованием для толщ протоавлакогенов данных их мощности из стратиграфических сводок автора [18—20]:

1 — архей (на южном и восточном побережье Белого моря со снятыми рифей-вендскими образованиями); 2 — раннепротерозойский рифтогенный метавулканогенно-осадочный комплекс; 3 — комплексы свекофенния (а — стратифицированный терригенный и вулканогенный, б — синтетектонических гранитоидов); 4 — свекофеннский гранулитовый пояс; 5 — протерозой, постсвекофенний; 6 — каледониды; 7 — раннепротерозойский комплекс габбро в отдельных массивах и их системах; 8 — позднесвекофеннские гранитоиды; 9 — палеозойские щелочные интрузии; 10 — геологические границы; 11 — главные надвиги (а — раннепротерозойские, б — палеозойские); 12 — некоторые из прочих разломов; 13—14 — элементы строения протоавлакогенов (для протоавлакогена Печенга—Имандра—Варзуга условно-возможное ограничение, для Северокарельско-Лапландского — в изопахитах сумий-сариолийского и людиковийского комплексов соответственно и их зарубежных аналогов); 15 — мощность раннепротерозойских толщ протоавлакогенов, нижнее значение — для сумия и сариолия, верхнее — для людиковия (и соответствующих зарубежных аналогов).

Буквенные обозначения для раннепротерозойских протоавлакогенов и их частей: в протоавлакогене Печенга—Имандра—Варзуга: Пс — Петсамо и др. в Финляндии и Норвегии, Пч — Печенга, И-В — Имандра—Варзуга; в Северокарельско-Лапландском протоавлакогене: Кр — Карасйок, Кт — Каутокейно, Ки — Кируна, Т-П — Тарендо—Паяла, В-К — Витанги—Каресуанто, Кл — Колари, Кит — Киттеля, Пр — Пеурасуванто, Км — Кумитсойва, К-Р — Кемпи—Рованими, Кс — Куусамо, Сл — Салла, Кя — Куолаярви, Пя — Панаярви, Ку — Кукшинская, Кф — Комагфьорд, Рф — Реппафьорд; прочие структуры: Гк — Гайколы, Лх — Лехта, ВП — Ветренный Пояс, Ч-К — Чирка—Кемь, Крк — Кюркикуля, Сг — Сегозеро, Ян — Янгозеро, Кмс — Кумса, В.Пл — Восточная Пуоланка

изопахите 1000 м сумийско-сариолийских толщ и по изопахитам 1000 и 3000 м людиковийских, причем для людиковия не исключено распадение расширенной западной части протоавлакогена на несколько ветвей, но с сохранением на части площади значительной (до 4—7 тыс. м) мощности.

Состав толщ сумия—сариолия и людиковия в Северокарельско-Лапландской мегаструктуре принципиально сходен с таковым в структуре Печенга—Имандра—Варзуга. Но макроритмы менее выражены из-за меньшей мощности (вплоть до выклинивания) их базальных терригенных интервалов, которые здесь чаще представлены полимиктовыми конгломератами. Вулканогенным толщам свойственны те же вариации (обычно их рассматривают в единой петролого-петрохимической оценке). Здесь также более представительны коматииты, известные в аналогах сумия—сариолия и людиковия (районы Карасйок, Саттасваара и др., по Н. Henriksen (1983); М. Saverikko (1983—1989); М. Lehtonen (1986—1992) и др.), а в аналогах людиковия, особенно в районе Киттеля, в верхней половине разреза четче проявлена спилит-кератофировая серия (М. Lehtonen et al.).

Поддерживая представление о континентально-рифтогенной природе осадочно-вулканогенных толщ сумия—людиковия, мы считаем неоправданным ее отрицание в связи с новыми данными о чешуйчато-надвиговом глубинном строении Карельского массива [12 и др.]. Они не исключают для палеоструктур раннего протерозоя исходно рифтогенных черт, доказываемых особенностями строения толщ и петрохимии вулканитов, тем более что роль надвигов, как структуроформирующих, так и поздних, все четче выявляется и для позднпротерозойских авлакогенов Восточно-Европейской платформы.

Украинский щит. На Украинском щите к протоавлакогенам относятся меридиональные мегаструктуры Криворожская и Орехово-Павлоградская между Ингуло-Ингулецким и Приднепровским, Приазовским и Приднепровским блоками архея соответственно [1, 10]. Детальнее изучена Криворожская мегаструктура (Я.Н. Белевцев, К.Е. Есипчук и мн. др., 70—80-е годы [17 и др.]).

Криворожская мегаструктура, будучи резко линейной, с протяженностью (с учетом данных бурения и геофизических исследований) около 900 км при ширине чаще в десятки километров, имеет однокрылое строение из-за срезания на западе глубинным разломом, в сложных крутых складках погружается на запад. Ее сопровождают продольные разломы, в том числе очевидно структуроформирующие. От протоавлакогенов Балтийского щита Криворожская мегаструктура отличается существенно осадочным типом разреза мощностью до 5—7 тыс. м (*криворожская серия*). Но и его предвещает позднее выявленная толща мощностью 1300 м меланократовых до ультраосновных метавулканитов с переменено-повышенной щелочностью, в том числе калиевой (*новокриворожская свита*). По петролого-петрохимической оценке вулканиты преимуще-

ственно континентально-рифтогенные (В.А. Покалюк и др.). Как и в протоавлакогенах Балтийского щита, они сильно контаминированы коровым материалом, чем подчеркивается общность режима их формирования.

Осадочный разрез, обособленный корой выветривания и, вероятно, несогласием, имеет в большей части трансгрессивную направленность изменения со сменой конгломерато-аркозово-кварцитовый, филлитовой и сланцево-железородной ассоциаций. Последующие толщи, сланцевые и карбонатные, частью углеродистые, сохраняют направленность в развитии разреза, но отделены перерывом, а завершающая толща, залегающая несогласием, имеет молассоидный характер при мощности до 3500 м. Все толщи неустойчивы по мощности, нередки внутренние перемычки с образованием осадочных брекчий, в том числе по относительно глубоким железистым породам, что на фоне общего погружения палеоструктуры отражает осложняющие знакопеременные движения.

Более восточный **Орехово-Павлоградский протоавлакоген**, толщи которого (*центральноприазовская серия*) стратиграфически коррелируют с криворожскими, также железородны, но в них более проявлены исходно вулканогенные породы, им присущ высокий метаморфизм до гранулитовой фации (Р.М. Полуновский, К.Е. Есипчук и др. [17]). Структурные данные здесь ограничены.

Протоавлакогеном на ВЕП, очевидно, является и мегаструктура **в пределах Воронежского массива** в виде *курской железородной и других серий*. Ее считали прямым продолжением Криворожской мегаструктуры, но, по Е.Е. Милановскому [10], она структурно самостоятельна, с северо-западным простираем.

Раннепротерозойские протоавлакогены с существенно осадочным типом разреза в Криворожском и Курском регионах характеризуются железородностью хемогенно-осадочной природы, значительно более высокой, чем железородность на Балтийском щите, связанная с вулканизмом. На ВЕП эти протоавлакогены включают главные железородные месторождения.

К континентально-рифтогенным, по крайней мере на ранней стадии их развития (переходящим позднее в наконтинентальные бассейны), относятся давно известные структуры, формировавшиеся на ВЕП в конце раннего протерозоя (1800—1650 Ма) [8]. Они резко несогласны, по отношению к более древним образованиям, по плану расположения и отсутствию метаморфизма они ближе к авлакогенам позднего протерозоя, но сопровождаются анорогенными интрузиями типа рапакиви. На западе Балтийского щита эти структуры выполнены *субиотнием* в виде терригенных, часто красноцветных мелководных толщ и наземных кислых вулканитов мощностью до 2000 м. В более внутренней части ВЕП, в Южном Прионежье, это структуры, сложенные *венцием* — сероцветными и красноцветными кварцитопесчаниками *петрозаводской* и *шокшинской свит* соответственно. Близкой по возрасту является Белокоровичская грабен-синклиналь на северо-западе

Украинского щита с терригенной *пугачевской серией* мощностью 2000 м, внизу с прослоями базальтовых порфиритов [17].

Северокитайско-Корейская платформа. В пределах СКП протоавлакогены установлены в ее центральной части, это Хуто, Гантаохэ, Люлян и Чжунтяо (рис. 3, № 1—4 соответственно), а также на северо-востоке — Цинлон, Ляохэ и Фензишань (рис. 3, № 5—7) и др. Они имеют меридиональную до северо-восточной ориентировку (их положение на тектонической схеме Китая будет показано в статье II). Стратиграфически

толщи протоавлакогенов здесь более полны, чем на Восточно-Европейской платформе, чаще ограничены рубежом в 1800 Ма, отвечающим люлянской складчатости, близкой к свекофеннской. Протоавлакогены северо-восточной группы приурочены к площади развития позднеархейских зеленокаменных поясов, и их толщи в значительной мере также имеют метавулканогенный основной состав. Протоавлакогены Хуто, Гантаохэ, Люлян и Чжунтяо расположены в срединной части СКП. В последние годы эту центральную зону принято противопоставлять западной и восточ-

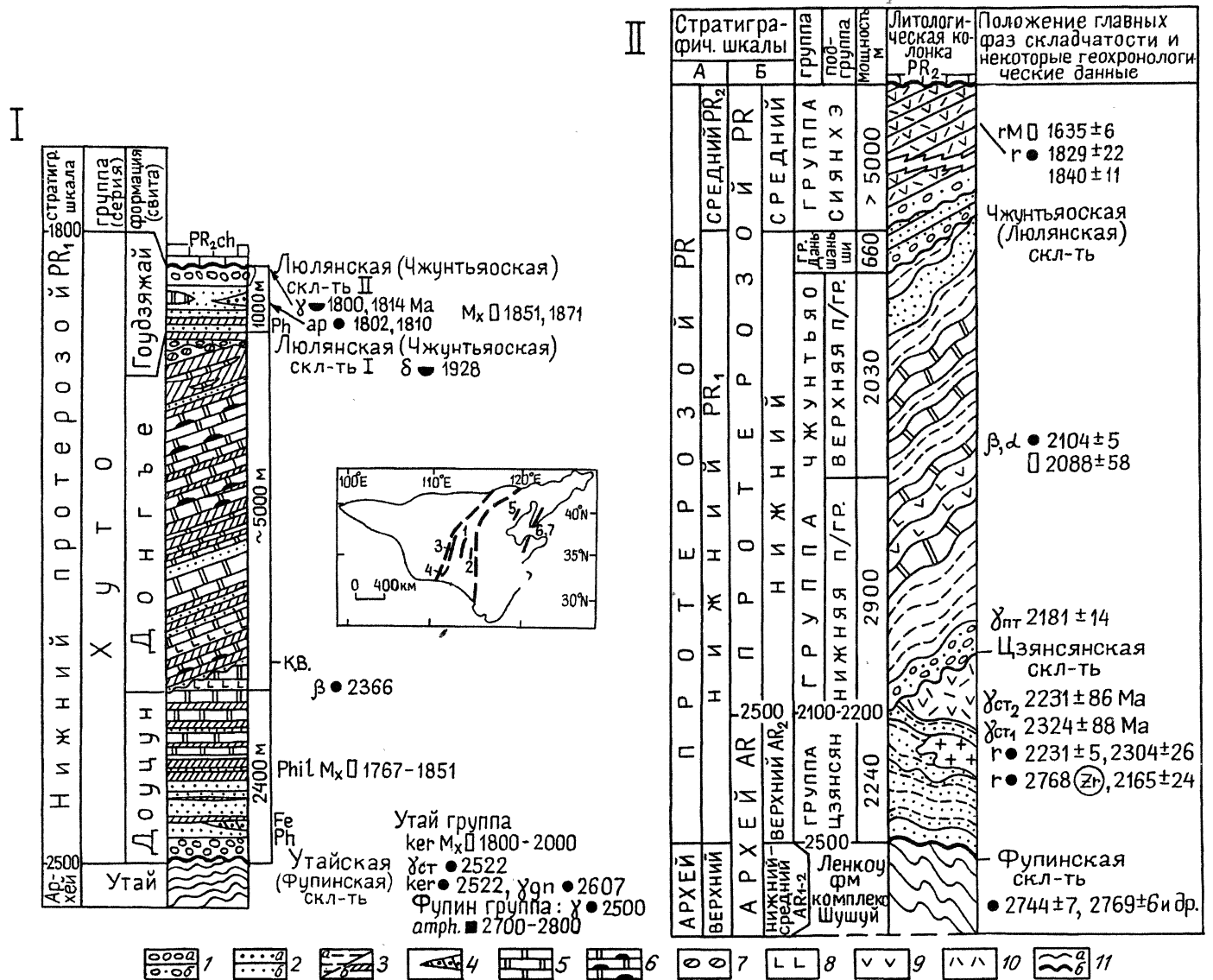


Рис. 3. Стратиграфические колонки групп (серий) Хуто (I) и Чжунтяо (II) в одноименных раннепротерозойских протоавлакогенах, центр Северокитайско-Корейской платформы:

I — по У. Тьшань и др., упрощено Б. Лю и Ч. Чан [3] с учетом деталей разреза из [28] и геохронологических данных [25, 27]: 1а — метаконгломераты, 1б — метапесчаники с галькой; 2а — метапесчаники, 2б — металлевролиты; 3 — филлиты; 4 — железистые метапесчаники; 5 — доломиты; 6 — доломиты с линзами черных кремней; 7 — будины мраморизованных доломитов; 8 — metabазальты; 9 — метаандезиты; 10 — метариолиты; 11 — границы несогласий (а — географическое и угловое, б — структурное).

Буквенные обозначения: к.в. — кора выветривания; при цифрах возраста: β — metabазальты, α — метаандезиты, γ — метариолиты, δ — диориты, γ — граниты (ст и пт — син- и посттектонические соответственно), γgn — гранитогнейсы, кер — кератофиры, Мх — прогрессивный метаморфизм группы Хуто, М — наложенный метаморфизм, ар — апатит, Phil — филлит, Ph — фосфорит, Fe — оксиды железа, Zr (в кружке) — обломочный циркон. На врезке ограничительные разломы центральной зоны Северокитайско-Корейской платформы, по [38, 39]; цифры отвечают протоавлакогенам: 1 — Хуто, 2 — Гантаохэ, 3 — Люлян, 4 — Чжунтяо, в восточном блоке: 5 — Цинлон, 6 — Ляохэ, 7 — Фензишань

ной частям Северокитайско-Корейской платформы, так как установлено, что она отделена глубинными разломами и характеризуется значительной раннепротерозойской тектонической и метаморфической переработкой архейского фундамента [29, 38, 39]. Протоавлакогену Хуто свойствен существенно осадочный тип разреза, а остальные сложены вулканогенно-осадочными толщами.

Протоавлакоген Хуто расположен в середине центральной зоны, в Утай-Тайханском районе [9, 36]. Он протягивается в меридиональном направлении почти на 100 км при ширине 40 км, выполнен серией (группой, по китайским авторам) Хуто (рис. 3, врезка, № 1, колонка I). В отличие от протоавлакогенов ВЕП (даже Криворожского, в котором метаосадочные толщи преобладают над метавулканогенными больше чем в 3 раза) толщи протоавлакогена Хуто мощностью 10 тыс. м почти исключительно исходно осадочные, вулканиты здесь составляют лишь 2,4% [28]. Их метаморфизм отвечает зеленосланцевой фации. В ряду осадочных пород около 40% приходится на карбонатные, а терригенные породы в равной мере первично-песчаные и глинистые.

Серия Хуто образована тремя макроритмами мощностью 2400, 5000 и 1000 м. Им отвечают *свиты (формации) Доуцун, Донгье и Гоудзяжсай*, разделенные складчатостью, первая и последняя свиты сопровождаются гранитоидами. В связи с фазами складчатости произошло некоторое изменение положения оси палеоструктуры. Протоавлакогену Хуто сопутствуют многочисленные, преимущественно продольные разломы, в том числе структуроформирующие. От первого ко второму макроритму мощность карбонатных пород возрастает, почти втрое превышая терригенную часть разреза. Породы преимущественно мелководные, терригенные (кварцевые и аркозовые), часто красноцветные, косо-слоистые, с уровнями размывов; карбонатные породы содержат строматолиты, более обильные в нижней половине второго макроритма. Маломощные прослои metabазальтов в первом макроритме группы Хуто отвечают траппам, во втором они субщелочные калиевого ряда. В первом макроритме в формации Доуцун вблизи основания ограничено известна железорудность осадочной природы, но в противоположность криворожско-курским толщам не в виде хомогенных кремнисто-железистых пород, а в виде метапесчаников с железистым цементом. Третий макроритм имеет облик молассы.

Для понимания положения и особенностей строения протоавлакогена Хуто представляется важным следующее. Среди верхнеархейских толщ средней зоны СКП выделяются своеобразный комплекс высокоглиноземистых пород (*кондалитовая серия*) в районе Хеншань и парагнейсы *Ванцзи* на юге — в дополнение к комплексу Фулин. Некоторые авторы считают их раннепротерозойскими, но, несомненно, вышележащая серия Утай имеет U-Pb и Rb-Sr изотопные датировки более 2500 Ма [27 и др.]. Это свидетельствует о предпротерозойской консолидации центральной зоны СКП, что, по-видимому, способствовало проявлению

рифтогенеза с раннего протерозоя, подобно тому как это имело место в Северо-Кольской зоне Балтийского щита. Своеобразен также непосредственно предшествовавший протоавлакогену Хуто позднеархейский зеленокаменный пояс Утай, который резко отличается от зеленокаменных поясов СКП в провинциях Хэбэй, Шаньдун и др. Этот пояс имеет значительно менее длительное (в 4—5 раз) развитие, обогащен исходно осадочными породами. Метавулканиты в нем принадлежат спилит-кератофировой серии с преобладанием кислых разностей, а в ряду основных разностей отсутствуют коматииты. Указанное также отражает большую консолидацию центральной зоны СКП по сравнению с ее западной и восточной площадями перед началом протерозоя.

Протоавлакогены в центральной зоне СКП с вулканогенно-осадочным типом разреза приурочены к ее окраинам: Чжунтяо и Люлян — к западной, а Гантаохэ — к восточной.

Протоавлакоген Чжунтяо расположен юго-западнее протоавлакогена Хуто вблизи крутой юго-западной излучины р. Хуанхэ. Он сложен столь же мощными толщами (рис. 3, врезка, № 2, колонка II, шкала А) в виде четырех подразделений, разделенных складчатостью, в трех из них имеются метавулканиты [33]. Нижняя группа *Цзянсян* с возрастом 2400—2200 Ма включает более 1600 м метатерригенных толщ, которые сменяются вверх по разрезу субщелочной калиевой контрастной ассоциацией мощностью 600 м с высокомагнезильными низкотитанистыми metabазальтами и преобладающими трахириодацитовыми метаигнимбритами. Ряд исследователей [25 и др., см. шкалу Б] считают эти толщи архейскими (по-видимому, принимая при датировании обломочный циркон за сингенетичный). Во второй группе *Чжунтяо* терригенно-карбонатные, частью углеродистые толщи мощностью до 5000 м содержат прослои метаспилитов с возрастом около 2100 Ма [33, 34]. Ее перекрывает молассоидная группа *Даньшаньши* песчаников и конгломератов, угрубляющихся кверху до валунных, которой ряд исследователей ограничивают разрез протоавлакогена, молассоидность отражает проявление здесь чжунтяоской (люлянской) складчатости с возрастом 1800 Ма. Однако последующая группа *Сианхэ* существенно вулканогенная бимодальная, с преобладанием повышенно-калиевых риолитов, часто игнимбритов, датированных 1830 Ма (с наложенным метаморфизмом, возраст которого определен в 1635 Ма), также может принадлежать к разрезу протоавлакогена, осложненному несколькими фазами складчатости. Фазы складчатости, как и в протоавлакогене Хуто, частью сопровождались гранитоидами. Метаморфизм толщ здесь сильнее, внизу до эпидот-амфиболитовой фации.

Протоавлакоген Люлян, находящийся к западу от протоавлакогена Хуто (рис. 3, врезка, № 3) с вулканогенно-осадочным типом разреза долгое время считался северной меридиональной частью трехрукавной системы среднепротерозойских рифтогенных структур Люлян-Сюэнэр [9, 36]. Но в последние годы доказан раннепротерозойский возраст его толщ [26]. Этот про-

тоавлакоген приурочен к горам Люлян. Его толщи представлены группами Люлян и Ецзишань, в нижних частях — метатерригенными, в верхних, более мощных, — метавулканогенными, датированными по вулканитам в 2300 и 2100 Ма соответственно. Среди вулканитов преобладают разности серии континентальных базальтов (высокожелезистых толеитов) с подчиненным количеством риолитов, однако их больше в нижней группе Люлян.

В протоавлакогене Гантаохэ, находящемся к востоку от протоавлакогена Хуто (рис. 3, № 2), вулканогенная ассоциация предвяряет метатерригенные толщи [35, 37], но сведения о нем ограничены.

Для метавулканитов всех протоавлакогенов с вулканогенно-осадочным типом разреза по петролого-геохи-

мическим признакам утверждается их принадлежность к внутриконтинентальным рифтогенным образованиям, часто с повышенной щелочностью, в том числе калиевого ряда, для меланократовых разностей — по широкому проявлению контаминации магмы коровыми элементами [26, 33, 34]. Выборочные данные такого анализа для протоавлакогена Люлян приведены на рис. 4.

Автор полагает, что различие протоавлакогенов в центральной зоне СКП по типу разреза связано с их структурным положением. Протоавлакогены с вулканогенным типом разреза, приуроченные к окраинам центральной зоны, являются, по существу, пришовными образованиями, тяготеющими к ограничивающим эту зону глубинным разломам. Этим, вероятно, обусловлено значительное поступление в них магматиче-

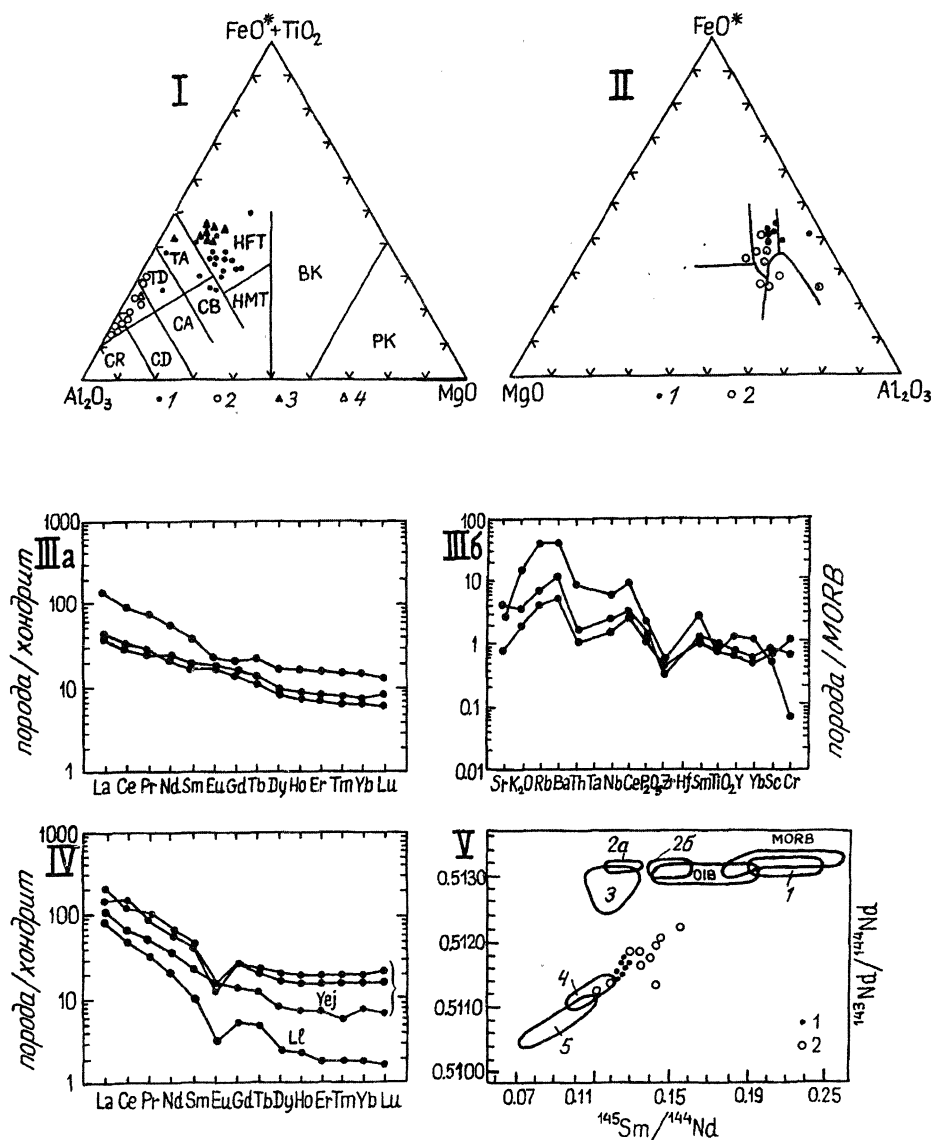


Рис. 4. Петролого-геохимическая характеристика метавулканитов протоавлакогена Люлян [26]:

I — кружки соответствуют вулканитам: 1 — основным, 2 — кислым, поля диаграммы стандартные, по Енсену (1976), с приуроченностью точек состава анализируемых пород от высокожелезистых толеитов до андезитов—риолитов толеитовой серии; II — кружки залитые и полые отвечают базальтовым метавулканитам: 1 — группе Люлян, 2 — Ецзишань, поля диаграммы стандартные, по Пирсу и др. (1977), с преобладающей приуроченностью точек состава к полю внутриплитных континентальных базальтов; IIIa и IIIб — базальтовые метавулканиты группы Люлян; IV — кислые метавулканиты групп Люлян (LL) и Ецзишань (YeJ); V — базальтовые метавулканиты; 1 и 2 — группы Ецзишань и Люлян соответственно (поля с номерами: 1 — базальты, Южные Гавайи; 2a и 2b — андезиты и базальты, Алеуты; 3 — андезиты, Анды; 4 — архейские и протерозойские комплексы, Канадский щит; 5 — комплекс фельзитовых гнейсов Льюис)

ского материала (в противоположность протоавлакогену Хуто) в средней части этой зоны с метаосадочным выполнением, см. врезку на рис. 3. Эта симметрия идет вразрез с представлением исследователей, которые выделили тектонически ограниченную центральную зону СКП, о ее асимметричной палеоструктуре, утверждаемой с позиций плитной тектоники при трактовке западного ограничения в качестве пассивной окраины, а восточного — активной окраины.

При несомненных достижениях в исследовании раннепротерозойской тектонической и метаморфической переработки архейских образований в центральной зоне (которые в рамках статьи не могут быть обсуждены) представляется, что недооценены как геологические, так и петролого-геохимические данные для давно выделенных китайскими исследователями в качестве континентально-рифтогенных раннепротерозойских мегаструктур. Вероятно, возникновение протоавлакогенов было сопряжено во времени с заложением глубоких разломов, ограничивающих центральную зону СКП. Другие особенности центральной зоны, прежде всего проявление неоднократного метаморфизма, наложенного на архейские образования, а также зон расщепления, часто поперечных, и пр., объясняются, по нашему мнению, тем, что ее развитие происходило в уже тектонически подготовленной раме этого геоблока.

Распространение протоавлакогенов в северо-восточных (Восточный Хэбэй, Южный Ляонин) и восточных (Восточный Шаньдун) районах СКП — *Цинлон, Ляохэ, Фензишань* недавно картографически представили Ван Хонжень, Чжан Шилон и Хэ Гоци [37]. Схематически эти протоавлакогены указаны на рис. 3 (№ 5—7). Еще в 80-х годах для нижнепротерозойских толщ района Восточного Хэбэя (*группы Шуаншаньцзы и Цинлонхэ*) признавалась рифтогенная природа их палеоструктур с соответствующей схемой развития при осложнении каждой из толщ складчатостью и разделением мигматизацией [32, рис. 2, 3]. Особенностью толщ этих протоавлакогенов является больший метаморфизм не ниже эпидот-амфиболитовой фации. В них восстанавливается вулканогенно-осадочный тип разреза, частью с преобладанием метавулканитов основного состава, а иногда бимодальных. Железородность здесь проявлена в связи с меланократовыми метавулканитами как в виде фумарольно-экссалиационных образований, так и в виде хемогенных железисто-кремнистых образований в терригенной ассоциации. Находясь

в едином разрезе, они обычно приурочены к нижним и верхним его частям соответственно.

В толщах рассмотренных протоавлакогенов СКП с вулканогенно-осадочным типом разреза выявляются элементы сходства с образованиями сумия—сариолия и людикувия кольско-карельско-лапландских протоавлакогенов по характеру вулканогенных толщ. Их общая черта — активная коровая контаминация главных меланократовых вулканитов, обусловленная континентальным положением протоавлакогенов. В протоавлакогенах СКП с бимодальной ассоциацией метавулканитов нередко, особенно в нижней части общего разреза (Люлян, Цинлон и др.), кислые вулканиты проявляются ранее основных, подобно тому как это свойственно нижним толщам Северокарельско-Лапландского протоавлакогена и отдельным макроритмам структуры Имандра—Варзуга. Это, несомненно, отражает возникновение внутрикоровых магматических очагов под влиянием зарождающейся активизации более глубоких зон в предварении меланократового вулканизма. Вместе с тем в протоавлакогенах ВЕП меланократовый вулканизм имеет в начальной стадии большую магнезиальность, что проявилось в широком развитии коматиитов, неизвестных в протоавлакогенах СКП, что, по-видимому, свидетельствует о большей проницаемости здесь континентальной коры глубинными разломами, формирующими протоавлакогены, при большей ее консолидации (меньшей вязкости) по сравнению с СКП. Обращает на себя внимание также более выраженная общая эволюция меланократового вулканизма в протоавлакогенах ВЕП, в пределе — до спилитовой серии, тогда как в протоавлакогене Чжунтяо, где эта серия известна, она проявлена ограниченно. Толщи, выполняющие протоавлакогены на обеих рассмотренных древних платформах, подвержены складчатости и региональному метаморфизму. Но в пределах СКП складчатость неоднократная, неоднократно сопровождалась гранитоидами, а метаморфизм толщ иногда достигает более высокотемпературных фаций. Это свидетельствует о большей относительной “мобильности” здесь протоавлакогенов, чем родственных разновозрастных структур на ВЕП, что в итоге характеризует Северокайско-Корейскую платформу как параплатформу.

Автор выражает глубокую благодарность профессору Хэ Гоци за помощь в освоении китайской литературы по геологии докембрия КНР и академику Е.Е. Милановскому за поддержку и советы при написании настоящей работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта докембрийских образований Украинского щита. Масштаб 1 : 1 000 000 / Ред. Н.П. Щербак, Д.Ф. Володин. Киев, 1984.
2. Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). Л., 1982.
3. Историческая геология Китая / Лю Б., Чаон Ч., Фен Ч. и др. 3-е изд. Пекин, 1996. На кит. яз.
4. Кольская сверхглубокая. М., 1984.
5. Куликов В.С. Высокомагнезиальный магматизм ранне- докембрия Балтийского щита: Автореф. докт. дис. М., 1990.
6. Куликов В.С., Куликова В.В. Рифтогенные системы раннего докембрия Балтийского щита и их эволюция // Магматизм рифтов. М., 1989. С. 54—60.
7. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М., 1983.
8. Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 1. М., 1987.
9. Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. Межведомственный геофизический комитет при президиуме АН СССР: Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М., 1991.

10. *Милановский Е.Е.* Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). М., 1996.
11. *Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н.* и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М., 1996 (Тр. ГИН РАН; вып. 503).
12. *Миц М.В., Берзин Р.Г., Андрущенко Ю.Н.* и др. Глубинное строение Карельского кратона вдоль геотраверса 1-ЕВ // Геотектоника. 2004. № 5. С. 10—25.
13. *Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф., Шаров Н.В.* Геодинамические модели развития раннепротерозойского Печенго-Варзугского пояса // Кольская сверхглубокая: Научные результаты и опыт исследований. М., 1998. С. 20—22.
14. Решения III Всероссийского совещания “Общие вопросы расчленения докембрия” // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 3. С. 142—147.
15. *Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М.* и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3—13.
16. *Смолькин В.Ф.* Существовала ли океаническая кора в раннем протерозое в пределах северо-востока Балтийского щита? // Докембрий Северной Евразии / Тез. докл. СПб., 1997. С. 95—96.
17. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Киев, 1985.
18. *Филатова Л.И.* Основные черты и проблемы стратиграфии нижнего протерозоя — досвекофенния (докалевия) восточной части Балтийского щита // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2000а. № 3. С. 3—17.
19. *Филатова Л.И.* Главные черты и проблемы нижней части нижнего протерозоя (досвекофенния) зарубежных районов Балтийского щита (обзор). Ст. 1. Досвекофеннский протерозой Центральной Финляндии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000б. Т. 74. Вып. 3. С. 13—27; Ст. 2. Досвекофеннский протерозой Лапландии: Центральная и Восточная Финская Лапландия // Там же. 2000в. Т. 75. Вып. 6. С. 30—49; Ст. 3. Досвекофеннский протерозой северных районов Швеции, Норвегии и Финляндии (Западная и Южная Лапландия) // Там же. 2002. Т. 77. Вып. 1. С. 3—17.
20. *Филатова Л.И.* К палеобассейновой обстановке формирования досвекофеннского нижнего протерозоя российской Карелии и Лапландии — Северокарельско-Лапландского зеленокаменного суперпояса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2003. № 2. С. 57—59.
21. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М., 1988.
22. *Хейсканен К.И.* Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск, 1990.
23. *Шарков Е.В.* Континентальный рифтовый магматизм нижнего протерозоя Карело-Кольского региона // Геотектоника. 1984. № 2. С. 37—50.
24. *Шарков Е.В., Богатилов О.А., Красивская И.С.* Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Там же. 2000. № 2. С. 3—25.
25. *Bai J., Dai F., Yan Y.* Precambrian crustal evolution of the Zhongtiao Mountains // Earth Scie. Frontiers / Ed. H. Wang Beijing. China Univer. of Geoscie, 1997. N 3—4. P. 281—289. На кит. яз., англ. абстр.
26. *Geng Y., Wan Y., Yang Ch.* The Palaeoproterozoic Rift-Tipe Volcanism in Luliangshan Area, Shanxi Province, and Its Geological Significance // Acta Geoscie. Sinica. 2003. Vol. 24. N 2. P. 97—104. На кит. яз., англ. абстр.
27. *Li Sh., Hart S.R., Wu T.* Rb-Sr and Sm-Nd isotopic dating of an Early Precambrian spilitite-keratophyre sequence in the Wutaishan area, North China: Preliminary evidence for Nd-isotopic homogenization in the mafic and felsic lavas during low-grade metamorphism // Precamb. Res. 1990. Vol. 47. P. 191—203.
28. *Liu B.P.* The Early Precambrian geology of Wutaishan / Ed. J. Bai Tianjin, 1986. На кит. яз., англ. абстр.
29. *Liu Sh., Pan Y., Li J.* et al. Geological and isotopic geochemical constraints on the evolution of the Fuping Complex, North China Craton // Precamb. Res. 2002. Vol. 117. P. 41—56.
30. *Melezhik V.F., Fallik A.E., Makarichin V.V.* et al. Links between Palaeogeography and rise and decline of stromatolites: Fennoscandian Shield // Ibid. 1997. Vol. 82. P. 311—348.
31. *Melezhik V.A., Sturt V.A.* General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra / Varzuga-Ust', Ponoy Greenstone Belt in the north-eastern Baltic Shield // Earth. Scie. Rev. 1994. Vol. 36. P. 205—241.
32. *Sun D., Bai J., Jin W.* et al. The Early Precambrian geology of the Eastern Hebei. Tianjin, 1986. На кит. яз., англ. абстр.
33. *Sun D., Hu W., Tang M.* et al. Origin of Archean and Early Proterozoic rocks and associated mineral deposits from the Zhongtiao Mountains, east-central China // Precamb. Res. 1990. Vol. 47. P. 287—306.
34. *Tang M.* Geochemical characteristics and tectonic setting of the metavolcanic rocks of Tongkuangyu in Zhongtiao Mountain // Precamb. Geol. 1989. N 4. P. 181—193. На кит. яз., англ. абстр.
35. *Wang H.* Speculations on Earth's rhythms and continental dynamics // Earth Scie. Frontiers. Beijing China Univer. of Geoscie. 1997. Vol. 4. N 3—4. P. 1—12. На кит. яз., англ. абстр.
36. *Wang H., Qiao X.* Proterozoic stratigraphy and tectonic framework of China // Geol. Mag. 1984. Vol. 121 (6). P. 599—614.
37. *Wang H., Zhang S., He G.* China and Mongolia // Encyclopedia of Geology / Eds R.C. Selby, L. Robin, M. Cocks, I.R. Plimer. Oxford, 2005. Vol. 1. P. 345—358.
38. *Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A.* et al. Metamorphism of basement rocks in the Central Zone of North China Craton: implications for Paleoproterozoic tectonic evolution // Precamb. Res. 2000. Vol. 103. P. 55—88.
39. *Zhao G., Wilde S.A., Cawood P.A., Sun M.* Archean blocks and their boundaries in the North Cina Craton: lithological, geochemical, structural and P—T path constraints and tectonic evolution // Ibid. 2001. Vol. 107. P. 45—73.

Поступила в редакцию
14.03.2006